GRIGORE POSEA

GEOMORFOLOGIA ROMÂNIEI

RELIEF – TIPURI, GENEZĂ, EVOLUȚIE, REGIONARE

Ediția a II-a revăzută şi adăugită

Descrierea CIP a Bibliotecii Naţionale a României
POSEA, GRIGORE
Geomorfologia României: reliefuri, tipuri, geneză, evoluţie, regionare / Grigore Posea. Ediţia a II-a – Bucureşti, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, 2005
444 p. + 9 hărţi; 23,5 cm
Bibliogr.
ISBN 973-725-213-6

551.4(498)(075.8)

© Editura Fundaţiei *România de Mâine*, 2005

UNIVERSITATEA *SPIRU HARET*
FACULTATEA DE GEOGRAFIE

GRIGORE POSEA

GEOMORFOLOGIA ROMÂNIEI

RELIEF – TIPURI, GENEZĂ, EVOLUȚIE, REGIONARE

Ediția a II-a revăzută şi adăugită

EDITURA FUNDAȚIEI *ROMÂNIA DE MÂINE*
Bucureşti, 2005

Dedic această carte Geografiei României, ca știință și ca realitate care mi-a orientat cu permanență pașii în cercetare.

C U P R I N S

În loc de prefață ……... 11
O mărturisire ……..….. 13
Aprecieri la prima ediție ……... 14
Câteva însemnări asupra creației Profesorului Univ. Dr. Grigore Posea consemnate în lucrarea „Geomorfologia României" (Recenzie în „Geocarphatica" nr. 2; 2002, Sibiu) ……... 15

Capitolul I. **DEZVOLTAREA GEOMORFOLOGIEI ÎN ROMÂNIA** ……. 19

Capitolul II. **UNITĂȚILE (REGIUNILE) MORFOSTRUCTURALE** …….. 25

A. *Unitățile de platformă* ……. 25
B. *Unitățile de orogen* ……...…….. 27
C. *Unitățile intermediare* ……...…….. 29

Capitolul III. **GENEZA ŞI EVOLUȚIA RELIEFULUI ROMÂNIEI, SCARA MORFOCRONOLOGICĂ** ……. 30

1. Introducere ……...…... 30
2. **Categoriile taxonomice** de relief din România …….. 31
3. **Istoria reliefului major** se citeşte în structura sa geologică şi în nivelele geomorfologice de eroziune sau de acumulare ……... 33
4. **Două ipoteze**: geosinclinal şi tectonica plăcilor …….. 34
4.A. Scurtă evoluție a geosinclinalului carpatic şi formarea Domeniului Carpato-danubiano-pontic ……... 34
4.B. Relieful României şi tectonica plăcilor ……. 36
Cadrul global al evoluției ……...……. 37
Istoricul problemei ……. 39
Sistemul regional al plăcilor carpatice ……. 39
Deplasarea plăcilor şi ramurile carpatice …….. 45
Bibliografie ……. 49

Capitolul IV. **SISTEMUL GEOMORFOLOGIC AL TERITORIULUI ROMÂNIEI (DOMENIUL CARPATO-DANUBIANO-PONTIC)** ……. 50

Câteva probleme generale ……... 50
Cadrul paleomorfologic global al sistemului geomorfologic românesc 51
Geneza elementelor şi structura domeniului …… 51
A. *Geneza* ……..…….. 51
B. *Structura* ……..…… 53
B1. *Structura concentrică*: Coroana carpatică, cercul depresiunilor şi dealurilor submontane transilvănene, nucleul transilvănean de podişuri şi dealuri, cercul Subcarpaţilor şi al Dealurilor Vestice, semicercul discontinuu al podişurilor externe, cercul câmpiilor, alte cercuri pericarpatice ……..….... 53
B2. *Structura radială extracarpatică*: 1. Latura vestică a Carpaţilor, 2. Latura sudică (a Carpaţilor Meridionali), 3. Latura de Curbură, 4. Latura estică (a Carpaţilor Orientali) …… 59
B3. *Coincidenţe morfotectonice* ……. 63
B4. *Structura complexă a sistemului* …… 65
Complexitatea structurilor carpatice (şi transmiterea ei în exterior)
A. *Diversitatea şi unitatea Carpaţilor* ……... 67
B. *Structura sectoarelor carpatice* : Carpaţii Orientali, Carpaţii Curburii, Carpaţii Meridionali, Munţii Apuseni, Munţii Banatului. Concluzii 69
Concluzii ……... 75

Capitolul V. **TIPURILE ŞI SUBTIPURILE MAJORE DE RELIEF** …….. 77

Tipuri şi subtipuri de munţi ……. 78
Tipuri de ramuri montane …… 78
Clasificarea în funcţie de modelarea externă …… 81
Clasificarea în munţii înalţi, medii şi joşi ……. 83
Tipizarea folosită în harta geomorfologică 1:400.000 ……... 85
Depresiuni intramontane …….. 85
Pasuri şi trecători carpatice …… 86
Tipuri de dealuri pre şi pericarpatice ……... 91
1. Dealuri subcarpatice (oltean, curbură, moldav, muscele) …….. 95
2. Dealuri subcarpatice transilvănene ……... 96
3. Dealurile şi Depresiunile Vestice ……. 96
Tipuri de podişuri …… 97
Tipuri de câmpii …… 100
Bibliografie ……. 104

Capitolul VI. **EVOLUŢIA MORFOTECTONICĂ – epoci (ere) morfotectonice, etape (perioade), faze –** ……... 105

A. *Era (epoca) morfotectonică precarpatică* ……... 105
B. *Era (epoca) morfotectonică carpatică* ……. 106

Capitolul VII. **ETAPELE DE NIVELARE PRIN EROZIUNE A RELIEFULUI** *(Acţiunea eroziunii pe fondul mişcărilor periodice de înălţare. Reliefuri precuaternare)* 108

A. *Caractere generale* 108
B. *Suprafeţele de nivelare* în Carpaţi, dealuri şi podişuri 110
C. *Fazele morfosculpturale* ale epocii carpatice (condiţii tectono-climatice de modelare) 117
1. Faza Pediplenei carpatice 117
2. Faza Suprafeţelor medii carpatice 118
3. Suprafeţele carpatice de bordură 120
4. Faza nivelelor de umeri ai văilor carpatice şi a suprafeţelor de interfluvii din actualele unităţi colinare 121
Bibliografie 124

Capitolul VIII. **PIEMONTURILE** 131

Condiţii climato-tectonice 132
Principalele etape de formare a piemonturilor 132
Unităţi şi resturi piemontane regionale 134
Bibliografie 137

Capitolul IX. **GLACISURILE ŞI PEDIMENTELE** 142

Glacisurile 142
Pedimentele 147
Bibliografie 147

Capitolul X. **RELIEFUL STRUCTURAL** 149

Aspecte generale – *categorii* 149
Relieful tectono-structural al României 149
Relieful structural din podişuri: Podişul Moldovei, Podişul Transilvaniei, Podişul Someşean, Podişul Târnavelor, Subcarpaţii Transilvaniei, Depresiunile marginale de contact, Podişul Dobrogei, Podişul Getic, Podişul Mehedinţi 151
Relieful structural din Subcarpaţi: Subcarpaţii Olteniei, Muscelele Argeşului, Subcarpaţii Curburii, Subcarpaţii Moldovei 162
Modelul geomorfologic al Subcarpaţilor 172
Bibliografie – Subcarpaţi 177
Relieful tectono-structural şi structural din Carpaţi 178
1. Carpaţii Orientali şi de Curbură 181
2. Carpaţii Meridionali şi Munţii Banatului 184
3. Relieful structural al Munţilor Apuseni 185

Capitolul XI. **RELIEFUL PETROGRAFIC** 188

Relieful dezvoltat pe roci cristaline 188
Relieful carstic 189
Bibliografie (carst) 194

Relieful dezvoltat pe gresii ……..…….. 195
Relieful dezvoltat pe conglomerate ……..……. 195
Relieful dezvoltat pe pietrişuri şi nisipuri ……. 196
Relieful dezvoltat pe argile şi marne; alunecările de teren …… 197
Bibliografie (alunecări) ……...…….. 206
Relieful dezvoltat pe formaţiuni loessoide ……... 209
Bibliografie (loess) ……..…….. 210

Capitolul XII. **RELIEFUL VULCANIC** ……..….. 212

Activitatea vulcanică hercinică şi prehercinică …… 212
Magmatismul mezozoic şi relieful ……... 213
Vulcanismul neogen şi relieful …….……. 216
Aspecte generale ……. 216
Relieful ……. 217
A. Lanţul vulcanic al Carpaţilor Orientali: 1. Vulcanicii Nordici (Oaş-Ţibleş), 2. Vulcanicii Sudici (Căliman-Harghita) ……. 217
B. Vulcanismul neogen din Munţii Apuseni …… 227
C. Erupţiile de bazalte din România (ultimele erupţii) ……... 231
D. Tufurile din Transilvania şi din exteriorul Carpaţilor ……... 231
E. Unităţile de relief rezultate în urma vulcanismului neogen ……... 231
Bibliografie ……...…….. 232

Capitolul XIII. **REŢEAUA DE VĂI DIN ROMÂNIA** ……...……. 234

A. **Aspecte generale şi etape**: Aspecte generale, Principalele etape ale evoluţiei hidrografiei (Etapa pediplenei carpatice, Etapa suprafeţelor medii şi de bordură carpatice, Etapa piemontană şi a nivelelor din dealuri, Etapa cuaternară) ……..…… 234
B. **Evoluţia principalelor văi carpatice** ……. 242
Formarea reţelei de văi ……..……... 242
Evoluţia generală a câtorva văi carpatice (captare, antecedenţă, epigeneză) ……...…… 244
Văile din Carpaţii flişului (Valea Bistriţei, Valea Buzăului) …….. 245
Văile transversale din sudul Munţilor Făgăraş …….. 248
Văile carpatice transversale din vest (Olt-Maramureş) (Valea Oltului, Valea Jiului, Valea Nerei, Defileul Mureşului inferior, Crişul Repede, Valea Arieşului, Crişul Alb, Defileul Someşului de la Jibou, Valea Lăpuşului, Valea Mingetului, Hidrografia Maramureşului) ……... 249
C. **Defileul Dunării** ……..……..……. 263
Sectoarele morfologice ……..…….. 265
Suprafeţele de eroziune din defileu ……..…. 272
Terasele defileului ……..…….. 274
Formarea şi dezvoltarea defileului (ipoteze) ……. 276
Sinteză asupra formării defileului ……..…... 284
Concluzii generale pentru Carpaţi ……..….. 288

D. **Evoluția hidrografiei în bazinul Transilvaniei** ……... 289
E. **Evoluția hidrografiei în Podișul Moldovei**…… 290
F. **Evoluția hidrografiei în Câmpia Română** (integrarea hidrografiei româneşti în cea danubiană) ……..……. 292
G. **Evoluția văilor în Câmpia de Vest** ……...… 298
Bibliografie ……...…….. 301

Capitolul XIV. **CONDIȚIILE GENERALE ALE MODELĂRII RELIEFULUI ÎN CUATERNAR (MOŞTENIREA CUATERNARĂ)** …… 307

a) Condițiile climatice ……...…… 307
b) Mişcările neotectonice ……...……... 308
c) Eustatismul …….. 309
d) Oscilațiile de nivel ale Mării Negre ……. 311

Capitolul XV. **RELIEFUL FLUVIATIL** ……...…… 312

1. Bazinele morfohidrografice …….. 312
2. Văile ……... 313
3. Interfluviile şi versanții ……. 314
4. Terasele fluviatile ……...…….. 315
5. Luncile ……....…… 326
Bibliografie (Terase şi lunci) ……...…….. 330

Capitolul XVI. **RELIEFUL GLACIAR DIN CARPAȚI** …… 333

Capitolul XVII. **RELIEFUL PERIGLACIAR** …….. 341

Bibliografie (glaciar, periglaciar) ……...…... 351

Capitolul XVIII. **RELIEFUL LITORAL ŞI MARIN** ……...…... 353

Unități şi noțiuni ……. 353
Evoluția paleogeografică a Mării Negre, a şelfului şi a câmpiilor litoral-deltaice ……... 353
A. **Delta Dunării** (Morfohidrografia, Relieful, Hidrografia ca element primordial, Formarea şi evoluția deltei, Câteva modele, O sinteză a ipotezelor) ……...……. 355
B. **Litoralul**: Faleza, Plajele şi cordoanele litorale, Lagunele şi limanurile (Lagunele, Limanurile marine), Limanurile fluviatile, Terase marine sau trepte structurale şi pedimente ?, Terasa lacustră levantină, Complexul deltaic submarin, Sectoarele de litoral şi tipurile de țărm, Dinamica litoralului …….. 364
C. **Platforma continentală românească** ……. 377
Bibliografie ……...……... 378

Capitolul XIX. **DEPOZITELE SUPERFICIALE** ……..…… 382
Bibliografie ……...……..…... 384

Capitolul XX. **PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE ŞI DEGRADAREA TERENURILOR** ……..……. 385

Pluviodenudarea şi eroziunea în suprafață, Procesele torențiale, Procesele fluviatile, Prăbuşirile de teren, Alunecările de teren şi curgerile de noroi, Tasarea şi sufoziunea, Procesele crio-nivale, Procesele eoliene, Dizolvarea (modelarea carstică), Procesele marine, Procesele seismice, Procesele antropice, Zonarea şi etajarea proceselor actuale ……....…….... 388

Capitolul XXI. **REGIONAREA GEOMORFOLOGICĂ** …….. 403

1. *Istoric şi probleme teoretico-tehnice privind harta regionării* …...…. 403
2. **Regionarea geomorfologică a României**: Domeniul Carpato-danubiano-pontic, Macroregiunea Carpaților Românești. Bibliografie (regionare). Regiunile geomorfologice şi subdiviziunile lor …… 413
Harta regionării geomorfologice (9 planşe)
Bibliografie generală (volume) ……..…. 435
Anexe despre „Relieful României” ……... 438

ÎN LOC DE PREFAȚĂ

Relieful unei țări, într-un curs universitar, se impune a fi tratat genetic, evolutiv şi sistemic. Diferența între geomorfologia generală şi cea a României (regională) constă în aceea că prima porneşte de la sisteme morfologice generale, iar secunda de la *sisteme regional-teritoriale*, în cazul nostru sistemul geomorfologic românesc sau Domeniul Carpato-danubiano-pontic. Acest mod de tratare, genetico-evolutiv şi sistemic, a fost abordat pentru prima dată în lucrarea *Relieful României* (1974, autori: Gr. Posea, N. Popescu, M. Ielenicz). Până atunci, toate manualele, după o scurtă expunere asupra „unității pământului românesc", treceau la tratarea descriptivă pe unități. În lucrarea amintită fiecare capitol se referă la un anume *tip de relief*, dar şi la o anumită *etapă* (după o scară morfocronologică originală) urmărite la nivelul întregii țări. În felul acesta s-a evidențiat unitatea macrosistemului Carpato-ponto-danubian şi istoria devenirii sale. Pentru fiecare etapă au fost redate condițiile morfogenetice care au acționat în timpul respectiv (mişcări tectonice, condiții climatice, mişcări eustatice), precum şi procesele morfologice specifice. Au fost astfel subliniate, într-o concepție nouă, şi *principalele probleme ale geomorfologiei româneşti*, ceea ce a făcut ca şi studiile regionale care au urmat să se plaseze mai precis, ca problematică, în contextul întregului teritoriu românesc. De altfel, concepția şi problematica dezvoltate în *Relieful României* au fost preluate şi în volumul I al tratatului *Geografia României* (1983, Editura Acad.), în capitolul *Relieful*. Noutatea concepțiilor de tratare a reliefului României a fost sesizată la timpul respectiv de unele personalități geografice. Amintim pe academicianul Vintilă Mihăilescu care, pomenind curentele geomorfologice, spunea: „Atitudinea cea mai categorică este luată de autorii lucrării *Relieful României* …", adăugând: „Cred că nu greşim când o socotim *cea mai reprezentativă sinteză de geomorfologie genetică a României*. Poate că este şi *unică în literatura de specialitate*" (pg. 56)[1]. Pe de altă parte, *Claude Bernard* (Canada), într-o amplă recenzie, încheie astfel: „Puține țări de talie comparabilă au în prezent o sinteză geomorfologică regională atât de bine elaborată … Este demnă de atenție nu numai în virtutea extensiunii şi anvergurii temelor tratate, dar şi prin metodele de a pune problemele şi prin modul de prezentare …"[2]. De asemenea, J. Dresch (Franța), pe atunci preşedintele Uniunii internaționale de Geografie, într-o scrisoare personală, aprecia: „este o punere la punct foarte bogată, foarte bine prezentată şi ilustrată … accesibilă geografilor din toate țările … mărturisind importanța şi excelența cercetărilor … geomorfologilor români". În mod similar s-au exprimat prof. A. Pissart (Universitatea din Liège), prof. I. Sârcu (Iaşi), Kandel Mauriciu ş.a. (vezi ANEXE despre „Relieful României").

[1] *Elemente de morfogeografie*, Editura Academiei, 1977.

[2] *Géographie physique et Quaternaire*, Les presses de L'Université de Montreal, 1978, vol. XXXII, nr. 1, pg. 95-102.

O ultimă precizare: lucrarea *Relieful României* (1974) are şi caracter regional, aşa cum sublinia şi geograful canadian, dar numai la treapta taxonomică de „domeniu geomorfologic". Pe această concepție însă se poate merge şi la trepte inferioare, aşa cum am făcut noi în cazul Câmpiei Române[3].

În volumul de față păstrăm concepția abordată de noi în *Țara Lăpuşului* (1962), expusă în „Introducere", şi adaptată apoi la *Relieful României* (1974); am adăugat însă noi capitole, ca de exemplu *Tectonica plăcilor şi teritoriul României*, *Sistemul teritorial românesc, Tipurile majore de relief, Evoluția locală şi regională a văilor, Relieful litoral*, *Regionarea geomorfologică*, aducând totodată cât mai la zi şi celelalte probleme.

[3] *Le systém génetique-évolutif de la Plaine Roumaine*, în Rev. „GGG, Géogr. ", t. 28, 1984.

O MĂRTURISIRE

Geomorfologia României redă relieful acestei ţări. Studiul său a fost una din pasiunile autorului. În sinteză, teritoriul respectiv este un unicat, ce apare ca un atol pe suprafaţa unui mare ocean, care ar fi uscatul Terrei.

M-a pasionat structura sa complexă şi armonioasă, mai aparte pe suprafaţa Pământului, care a determinat la rândul ei şi o viaţă mai complexă şi specifică, legată cu mii de fire de celulele atolului pe care l-a înfrumuseţat şi mai mult. Ca şi atolul, România are o coroană înaltă care sunt Carpaţii, în mijloc un lac cu unduiri liniştite – colinele Transilvaniei, iar la exterior trepte de dealuri, podişuri şi câmpii care se prelungesc lin în valuri de furtună sau de linişte pacifică.

O astfel de structură este complicată în plus de râurile care o firestruiesc radial şi care sunt adunate în cerc de către Dunăre, Tisa şi Nistru spre a le uni cu Euxinul Pontic şi cu Lumea întreagă.

Structura sa celulară, radială şi concentrică, este mai greu de cunoscut. Ea te trimite mai întâi să studiezi relieful lumii şi, cu experienţa căpătată, să reiei cercetarea României. Dar o dată reluată, capeţi o şi mai mare experienţă, căci abordarea ştiinţifică a reliefului României devine în fapt profesorul de nivelul cel mai înalt care îţi deschide mereu noi căi şi noi secrete ale cercetării. Şi, în adevăr, alături de profesorii care m-au îndrumat în timp, şi aş cita în fruntea lor pe V. Mihăilescu şi Tiberiu Morariu, relieful variat al României mi-a fost, în fapt, un permanent profesor.

Au venit apoi şi alte trepte ale cunoaşterii, rezultate din seva acestui pământ. Structura sa stă la baza întregii geografii a României, până la economie şi la geografia umană, cărora le-a devenit temelie şi pe care le-a influenţat în toate ramurile lor. Cine nu înţelege, chiar şi în mod simplu, structura acestui pământ, nu înţelege nici geografia României. În fapt, nu înţelege legăturile reliefului cu apele, cu solurile, cu pădurile şi bogăţiile subsolului, cu dispunerea şi forma satelor, cu firea şi ocupaţiile oamenilor, nu înţelege nici insula noastră de latinitate care a dăinuit aici peste o lungă perioadă istorică dominată de invazii şi acaparări.

Descifrarea reliefului, deşi am făcut-o cu pasiune, a avut la bază o metodă ştiinţifică şi argumente, căci altfel nu ajungi la adevăr. Pasiune au rămas până la urmă numai munca în această direcţie şi satisfacţia rezultatelor atunci când ele apăreau; pe acest drum, permanenţă aveau numai preocupările şi întrebările care se succedau şi care se cereau rezolvate.

APRECIERI LA PRIMA EDIȚIE

Lansarea cărții a avut loc la Târgul Internațional de carte Bookarest 2003, la care a vorbit, printre alții, prof. univ. dr. Nicolae Popescu, precizând că vorbeşte ca fost student, ca discipol şi ca actual colaborator al profesorului Grigore Posea. Din cuvântul domniei sale reținem cele publicate în „Opinia Națională" din 2 iunie 2003.

„Acum 42 de ani, ca student am avut privilegiul de a studia cursul **Geomorfologia României**, predat pe atunci de tânărul conferențiar **Grigore Posea.** Studenți fiind, ne-am dat seama că ne găseam în fața unui nou mod de abordare a problemelor de geomorfologie regională. Acest mod de tratare, dar cu altă conotație şi la altă dimensiune, se regăseşte mai târziu în lucrarea **Relieful României**, publicată în 1974.

De atunci au trecut aproape trei decenii, timp în care s-au acumulat tot mai multe date despre toate regiunile geografice ale României. Ele trebuiau din nou sintetizate într-o lucrare unitară, care să aibă la bază tot o concepție integratoare şi unitară privind aspectele genetico-evolutive şi cele regionale. Şi această treabă, deloc uşoară, a făcut-o tot profesorul Grigore Posea, care prin **Geomorfologia României** a oferit geografilor români nu doar un model de sinteză, dar şi o valoroasă sursă de informare, privind nu numai geneza şi evoluția de ansamblu a reliefului României, ci şi individualitatea geomorfologică a regiunilor ce îl compun.

Geomorfologia României este o carte care include o mare cantitate de informație adusă la zi, o carte în care gândirea şi experiența autorului îi conferă valoare şi utilitate. **Geomorfologia României** însumează 450 pagini, text şi bibliografie, repartizate în 21 capitole. Fiecare capitol prezintă un tip genetic de relief analizat atât în contextul evoluției sale temporale, cât şi prin prisma repartiției şi individualității teritoriale. Acest principiu de bază rezultă din primele capitole ale lucrării în care sunt definite Geneza şi evoluția reliefului României. Sistemul geomorfologic al teritoriului României, precum şi Tipurile şi subtipurile majore de relief. Capitolele următoare – Relieful de nivelare prin eroziune, piemonturile, pedimentele, relieful fluviatil (terase şi lunci), relieful glaciar şi periglaciar – definesc principalele trepte morfogenetice, care sunt interpretate ca faze şi etape succesive de evoluție a reliefului României sau ca faze sincrone cu tendințe reliefogene diferite impuse de climă, structură sau petrografie.

O importanță deosebită privind planificarea şi dezvoltarea regională durabilă îl au ultimele două capitole – Procesele geomorfologice actuale şi degradarea terenurilor şi Regionarea geomorfologică a teritoriului României: ele aduc în fața specialiştilor probleme privind vulnerabilitatea şi potențialul real de utilizare a unor categorii de terenuri.

Geomorfologia României este nu numai o carte pentru învățătură, ci şi o pledoarie pentru cunoaşterea prin cercetarea organizată a multiplelor aspecte teoretice şi practice pe care relieful ni le oferă. Este o realizare ştiințifică deosebită, documentată şi argumentată, de care lumea geografilor trebuie să profite. Sunt sigur că această carte se va găsi pe masa de lucru a fiecăruia ca un valoros instrument în munca noastră de instruire şi de cunoaştere".

Prof. univ. dr. **N. Popescu**
Universitatea din Bucureşti

CÂTEVA ÎNSEMNĂRI ASUPRA CREAȚIEI PROFESORULUI UNIV. DR. GRIGORE POSEA CONSEMNATE ÎN LUCRAREA „GEOMORFOLOGIA ROMÂNIEI"

(Recenzie în „Geocarphatica" nr. 2; 2002, Sibiu)

Valeria Amelia VELCEA[*]

Începutul acestui an universitar avea să fie marcat de o lucrare de prestigiu, aşa cum de fapt ne-a obişnuit profesorul Posea: *Geomorfologia României*, Editura Fundației *România de Mâine*, septembrie 2002

Încă din anii studenției şi apoi ca tânăr cadru universitar, atras de domeniul geomorfologiei, s-a dedicat unor analize profunde care prevesteau căile unei dezvoltări de certă calitate[1]. O activitate de circa 50 de ani în domeniul Geomorfologiei, avea să vizeze necesitatea studierii mai întâi a reliefului în general şi, cu experiența căpătată în timp, să acceadă la cercetarea României.

„*…abordarea ştiințifică a reliefului României îți deschide mereu noi căi şi noi secrete ale cercetării…relieful variat al României mi-a fost, în fapt, un permanent profesor*". În acest citat cu care am început gândurile asupra lucrării de față, se evidențiază câteva aspecte: predilecția şi constanța profesorului în domeniul geomorfologiei; dăruirea față de profesie şi pregătirea permanentă teoretică şi practică, ceea ce întruneşte satisfacția de a realiza calitatea pentru transferul de cunoştințe către generații.

Cele 21 de capitole, traversează tot ansamblul geomorfologic specific teritoriului țării cu mențiunea că în ele se regăsesc motivațiile şi sublinierile corecte ale autorului care cu capacitate şi discernământ a ştiut să integreze într-un model conceptual o tematică vastă şi complexă ca cea a geomorfologiei.

Structura lucrării se axează pe integrarea teritoriului românesc în sistemul Carpato-Danubiano-Pontic de unde derivă ca elemente de esență sub triplu aspect: genetic, evolutiv şi sistemic. Astfel remarcăm problemele aferente genezei şi evoluției României. Pornind de la ideea că relieful este „totuşi" schimbător, dar el este suportul material sau spațial al existenței sociale omeneşti. Pledoaria autorului sugerează ideea celor care studiază mediul să aprofundeze acest component de referință care este relieful. Astfel am menționa în acest context o altă idee relevantă că varietatea reliefului conduce la un potențial divers de folosire.

Relieful este corelat în evoluția sa de categorii de forme planetare care se nasc datorită unor transformări ce au loc în interiorul Pământului şi „care au o viață de sute de milioane de ani." În continuare reținem atenția asupra categoriilor taxonomice (Tabelul 1, pag.23) din care rezultă gama morfocronologică a teritoriului României prezentat.

---

* Profesor univ. dr., Universitatea Creştină „Dimitrie Cantemir", Facultatea de Geografia Turismului, Sibiu.

[1] Aceste sublinieri întrunesc ideile mele, care am fost colegă de an şi grupă, în cei 4 ani de facultate, cu Posea Grigore; ele au fost edificate pe parcurs de aprecierile distinşilor profesori de la care am primit acele norme de formație şi comportament.

Titlurile capitolelor şi subcapitolelor cuprind explicativ corelaţiile pe care autorul le constituie în motivaţie – structura geologică şi nivelele geomorfologice de eroziune şi de acumulare. Apreciem ca deosebit de valoroasă explicaţia geosinclinalului şi tectonica plăcilor în domeniul carpato-danubiano-pontic.

Toate aceste elemente morfostructurale au constituit pe parcursul lucrării argumente în explicarea calităţii subunităţilor. Este o explicaţie veridică şi ea confirmă o selectare corectă a generalizărilor dar şi condiţiile de evoluţie a unor variabile. Sublinierea „Cercului Carpatic", care a cuprins în mijloc microplaca Transilvană şi formarea inelului montan explică structura radial-concentrică a unităţilor de relief.

Motivaţia susţinerii corelaţiilor geologice şi de relief constituie o construcţie bine edificată şi explicitată de autor care facilitează accesul la cunoaşterea particularităţilor geomorfologice. Apare în acest context tratarea sistemului geomorfologic al teritoriului României ca un cumul de energie, intrări şi ieşiri din sistem. Acest fapt este tratat cu competenţă pe baza experienţei acumulată în timp şi selecţionată într-un concept care vizează cicluri evolutive geodinamice în sistemul carpatic.

Justificat, autorul se opreşte asupra Carpaţilor în derularea întregii lucrări deoarece sunt vizate aspectele geomorfologice care-şi pun amprenta asupra tuturor formelor de relief prin transfer de calitate în geneza, în direcţia de evoluţie şi în aspectele actuale. Regăsim această dinamică în care pot fi descifrate variabile regionale. Astfel, subliniem o altă calitate a lucrării în care trecerea de la general la regional este o coordonată definitorie care nu trebuie să lipsească din lucrările noastre. Este totodată, o subtilitate a autorului care conturează integrarea teritorială ca o legitate a Geografiei în general şi a Geomorfologiei în special.

În lumina ideilor consemnate este exemplificativ capitolul IV – *Tipuri şi subtipuri majore de relief* şi cap. V – *Unităţile (Regiunile) morfostructurale – de platformă şi orogen.* Datele incluse în lucrare într-o ordine parcă „predestinată" alături de elementele calitative ne sugerează ideea unui interviu cu natura, cu realitatea obiectivă pe care o oferă nu numai ca un act al cercetării ci şi ca un model ales în rezolvarea unei problematici de interes.

Reţinem totodată imaginea corectă a tratării: ordinea firească dar mai ales logica implicată în filiera explicaţiilor, exemplificările alese într-o argumentare convingătoare dar, mai ales, susţinerea grafică atât de utilă.

Sigur că toate lucrările de geomorfologie vizează etapele de nivelare în configuraţia reliefului. Consecvent faţă de lucrările înaintaşilor, magiştrilor, dar şi a discipolilor, autorul preia o informaţie corectă legată de analiza geografică cu menţiunea dezvoltării ideii că selectarea, raportarea la realitate trebuia să fie proprie pentru un curs universitar. Sunt multiple situaţii astăzi (care nu se referă la lucrarea de faţă), când prelucrarea de date se face fără condescendenţă, când internetul devine o sursă comodă, în sensul că informaţia nu este verificată şi chiar mai mult este introdusă în text fără să fie prelucrată. Trebuie reţinut că un obiectiv câştigat de orice ştiinţă devine obligatoriu a fi citat şi dezvoltat în realizarea unei lucrări. Din acest punct de vedere lucrarea **prof. univ. dr. Gr. Posea** este considerată un model. Citările în text, bibliografia de la fiecare capitol sunt semnificative, în plus, filtrul personal al tratării devine un crez al profesiei.

Suprafeţele de nivelare au constituit una dintre predilecţiile profesorului şi în acest sens menţionăm punctul de plecare de acum 40 ani consemnat în teza de doctorat „Ţara Lăpuşului", Editura Ştiinţifică, Bucureşti sau „Suprafeţele şi nivelele de eroziune", „Revista de Geomorfologie" nr.1 Bucureşti, 1997. Această direcţie de dezvoltare o regăsim în subcapitolul referitor la suprafeţele de nivelare din Carpaţi, dealuri şi podişuri, valea transversală a Dunării etc.

Pe larg şi cu o documentare exigentă completată de observaţii de teren este tratată pediplena carpatică, suprafeţele medii carpatice, suprafeţe carpatice de bordură, umerii şi suprafeţe de interfluvii reconstituite la nivelul unităţilor colinare. Aceste mărturii geomorfologice întregesc tabloul unei evoluţii care se înscrie în funcţie de loc, timp şi factorii modelatori. Mai reţinem şi faptul că desemnarea unor suprafeţe de nivelare prin denumirea lor explică însăşi geneza – de exemplu pediplena carpatică.

Piemonturile, glacisurile şi pedimentele sunt corelate în mod judicios cu evoluţia văilor şi condiţiile morfoclimatice, ceea ce l-a obligat pe autor să precizeze durata îndelungată de timp în formarea lor precum şi repartiţia în teritoriu. Aceste „dubluri" de forme se înscriu nu numai ca unităţi de tranziţie ci şi ca veritabile argumente de corelaţii.

Relieful structural şi petrografic axat tot pe o analiză complexă formează o problemă prioritară care confirmă formele de manifestare şi tipurile morfogenetice ale eroziunii. Prezentarea clară însoţită de un material cartografic este corespunzătoare cu ceea ce confirmă calitatea dascălului dedicat profesiei.

Reţeaua hidrografică a ţării este privită în contextul unităţilor în care a evoluat – Bazinul Transilvaniei, Câmpia de Vest etc., fapt care explică aceeaşi consecvenţă în analiză, care nu elimină nimic din cauzalitatea geografică pentru explicarea morfogenetică.

Ultimele capitole de mare interes surprind cauzele recente din Cuaternar, care au „dictat" modul de manifestare al unor agenţi fluviatili, glaciari, periglaciari şi litorali.

În aceste prezentări remarcăm: o corectă racordare geomorfologică (terase, glaciaţie), condiţionări generate de oscilaţiile de nivel ale apelor şi ritmul modelării fluviatile, comparaţii între categorii de forme şi evoluţie (cazul teraselor din Câmpia Română).

Sigur că o lucrare de acest gen şi de o asemenea aprofundare nu putea să încheie fără cele două sinteze: a proceselor geomorfologice actuale (procese-forme) şi a regionării geomorfologice (integrare teritorială-ierarhizare). Pentru acestea cred că este suficient să precizăm că o lucrare de această manieră evidenţiază în final concepţia unui autor erudit care, pe tot parcursul carierei profesionale, a realizat, a aprofundat şi a răspuns cu competenţă remodelării unor opinii, dar adăugând totodată ceea ce a devenit meritoriu în concepţia sa.

Subliniem în încheiere exigenţa omului de profesie, capacitatea unui transfer corect de cunoştinţe, o lucrare ordonată şi echilibrată care va marca literatura de specialitate a viitorului.

Capitolul I

DEZVOLTAREA GEOMORFOLOGIEI ÎN ROMÂNIA

Geomorfologia din România este o ştiinţă tânără, apărută la sfârşitul secolului al XIX-lea şi începutul secolului al XX-lea. Cercetarea şi explicarea ştiinţifică a reliefului, pe spaţii mai mari, nu se pot realiza, decât atunci când se dispune de o bază topografică şi de cunoştinţe geologice suficiente. Or, geologia ştiinţifică şi topografia s-au dezvoltat, peste tot, la începuturile capitalismului, când industria, în plin avânt, impunea cu necesitate cercetarea subsolului, uneori şi a reliefului, pentru găsirea de materii prime. La noi această etapă se plasează în a doua jumătate a secolului al XIX-lea şi începutul secolului al XX-lea. Regiunile cu petrol, mai ales, au condus la o rapidă cercetare geologică a Subcarpaţilor şi câmpiei, iar apoi a Carpaţilor şi Dobrogei. Geologi de valoare deosebită, ca *L. Mrezec*, *Gh. Munteanu Murgoci* ş.a., au realizat, într-un timp scurt, lucrări de sinteză asupra unor mari regiuni, în care apar şi primele interpretări ştiinţifice privind anumite forme de relief. Aceleaşi necesităţi economice, dar şi considerente de ordin militar, conduc, în aceeaşi etapă, la ridicări topografice pe spaţii tot mai mari, mai ales după 1883, când a luat fiinţă Serviciul geografic al armatei. Având hărţi topografice şi cunoscând structura internă a reliefului, se poate realiza o cercetare şi interpretare ştiinţifică a acestuia. Cu această bază creată şi sub influenţa unor şcoli străine, tinere şi ele (germane, franceze, americane, ruse), se încheagă rapid şi geomorfologia românească.

Au existat totuşi o serie de **precursori,** în preocupările cărora au intrat şi probleme de relief. Aceasta este o etapă lungă, plasată oarecum între 1600-1848, când pot fi amintiţi: *N. Milescu* (1636-1708), *C. Cantacuzino* (1650-1716), *D. Cantemir* (1673-1723) ş.a. Cu anul 1750, geografia este introdusă ca materie de învăţământ în unele şcoli, apărând astfel şi manuale, traduse sau cu oarecare originalitate (*Gh. Asachi* – 1835, *Barbu Tîmpeanu* – 1840, *Ion Rusu* – 1842 ş.a.).

Etapa de închegare a geomorfologiei ca ştiinţă se plasează în contextul transformărilor social-economice de după revoluţia de la 1848. Ca momente mai importante amintim: înfiinţarea Universităţii din Iaşi (1860), a celei din Bucureşti (1864) şi constituirea Societăţii de Geografie (1875). Pe fundalul cercetărilor geologice se încheagă o *şcoală geologo-geomorfologică*. Reprezentanţii acestei perioade sunt: *Grigore Cobălcescu*, *Gregoriu Ştefănescu*, *Gh. Munteanu- Murgoci*, *Grigore Antipa*. Acum au fost studiate unele aspecte de relief din: Câmpia Română, Dobrogea, Delta şi lunca Dunării, Subcarpaţi, Carpaţi.

În anul 1900, când se înfiinţează prima catedră de geografie la Universitatea din Bucureşti, cu *S. Mehedinţi*, începe din plin *dezvoltarea geomorfologiei ca ramură a geografiei*. Pentru această etapă mai sunt de amintit: înfiinţarea unor catedre de geografie la Iaşi (1904), Cluj (1919) şi Cernăuţi (1920), precum şi intensele studii de geomorfologie efectuate de geograful francez *Emm. De Martonne* (1889-1922) în Carpaţii Meridionali şi în alte regiuni. Contextul general în care se formează adevăraţi

geomorfologi la noi are şi un alt specific. Pe de o parte, pe plan mondial, Ştiinţa Pământului intrase în faza de specializare pe geosfere, pe de alta, S. Mehedinţi, întemeietorul geografiei româneşti, îşi impunea propria concepţie, într-o geografie unitară, bazat pe o amplă documentare a obiectului, metodei şi teoriei geografiei. Ca urmare, foştii lui elevi nu puteau fi decât geografi-geomorfologi. Totodată, ca un alt specific, toţi aceşti geomorfologi au studiat în străinătate, dar nu la o singură şcoală, ci la mai multe, cu deosebire în Germania şi Franţa, dar aprofundând puternic şi şcoala americană şi pe cea rusească (în special Brătescu); ca urmare, primii noştri geomorfologi n-au fost, şi nu puteau fi, unilaterali. Şcoala românească de geomorfologie apare, de la început, deosebit de viguroasă, cu largi vederi şi cu rezultate profunde, motiv pentru care s-a impus şi a dominat cu putere cercetarea geografică românească până la al doilea război mondial, fiind, totodată, bine cunoscută peste hotare. De aceea, este şi greu de precizat cine este întemeietorul geomorfologiei româneşti. Cea mai mare contribuţie, ca cercetători şi dascăli, au avut-o *George Vâlsan* (1885-1935) şi *C. Brătescu* (1882-1945), dar ca aport de început se impune şi *Al. Dimitrescu-Aldem* (1880-1917).

Astfel, după prima lucrare geomorfologică de profunzime, *L'Évolution morphologique des Alpes de Transylvanie* (1906-1907) a lui *Emm. de Martonne* (1873-1955), urmează *Dimitrescu-Aldem cu Die untere Donau zwischen T. Severin und Brăila*, Berlin, 1911, şi apoi polonezul *L. Sawicki*, pentru Transilvania, cu *Beitrage zur Morphologie Siebenburgens*- 1912, Cracovia.

Tot pe *Aldem* trebuie să-l citãm pentru popularizarea, la noi, a teoriei lui Davis, în articolul *W. M. Davis în literatura geografică contimporană*.

Deşi *Gh. Murgoci* şi *Al. Dimitrescu-Aldem* pun bazele studiului reliefului Câmpiei Române, cel care a rămas şi azi ca cercetătorul de bază al acestei unităţi este *George Vâlsan*. Lucrarea sa, *Câmpia Română*, 1915, a devenit clasică şi ca metodă şi sub aspect ştiinţific, fiind şi prima teză de doctorat în geografie susţinută în România. Se impune a sublinia că această lucrare a fost precedată de alte 10 studii preliminare, între care *Temelia Bucureştilor* (1909-1910, *Anuar de geografie şi antropogeografie*), apărute înainte de teza lui Aldem. Vâlsan aprofundează studiul teraselor, luncilor, crovurilor, evoluţia hidrografiei, regionarea teritorială etc., iar mai târziu îşi extinde cercetările spre unităţi limitrofe câmpiei: Defileul Dunării (ipoteza captării), Delta (formarea ei printr-un proces de regresiune), litoralul, valea Prahovei şi Bucegii (suprafeţe şi nivele de eroziune cartate cu deosebită precizie) etc. Vâlsan este cel care în geomorfologia românească a mers pe latura de a evidenţia şi contura perfect formele de relief (văi, terase, suprafeţe etc.) şi fenomenele geomorfologice (divagare, captare etc.), indicând apoi şi cauzele.

C. Brătescu, în schimb, a aprofundat cu precădere mecanismele geomorfologice (formarea deltei, a teraselor, oscilaţiile mării, oscilaţiile climatice etc.), mergând uneori excesiv de minuţios până la scheme variate, cu suport ştiinţific (vârsta teraselor după numărul solurilor fosile, cauzele asimetriei văilor etc.). Corelarea tipurilor şi ciclurilor de forme de relief, în timp şi pe spaţii cât mai mari, a devenit, de asemenea, pentru Brătescu un adevărat ţel sau chiar obsesie. Lucrarea sa *Oscilaţiile de nivel ale Mării Negre* … şi încercările neterminate de a reda evoluţia Câmpiei Române sunt exemple tipice. Metoda aceasta a corelărilor, bazată pe fapte şi fenomene, este profund ştiinţifică, deşi Brătescu exagera uneori. Ea a influenţat puternic geomorfologia românească şi, ulterior, s-a îmbinat cu o corelare făcută pe cale geometrică (la terase, suprafeţe de eroziune, piemonturi etc.), metodă care transpare mai mult în studiile lui Vâlsan şi de Martonne. S-a ajuns astfel, pe această cale, la unele dintre realizările mai recente privind aprofundarea „dezvoltării paleogeomorfologice", în scară evolutivă şi nu pe cicluri, precum şi la stabilirea unei scări morfocronologice pentru întreg teritoriul României

(Posea Gr. şi colab., 1974). De numele lui Brătescu, ca unul din întemeietorii geomorfologiei, se leagă şi o serie de studii regionale: Dobrogea, Delta, litoralul etc.

În aceeaşi etapă, de până la 1944, se mai remarcă şi alte contribuţii, în special lucrări regionale: *V. Mihăilescu* (Vlasia şi Mostiştea, alunecări de teren, unele regionări asupra României), *M. David* (Podişul Central Moldovenesc, Subcarpaţii Moldovei, relieful structural), *N. Popp* (Subcarpaţii, terase, suprafeţe de eroziune), *T. Morariu* (Munţii Rodnei, suprafeţe de eroziune, crovuri), *V. Tufescu* (Dealu Mare-Hârlău) ş.a. Ca o notă dominantă, se conturează tendinţa studiului suprafeţelor de eroziune, mai ales sub influenţa lui Emm. de Martonne (1907, 1921), cu precădere pentru Carpaţi, contribuţii aparte având: *M. David* (1923), *R. Ficheux* (1928, 1929), *A Nordon* (1930, 1933), *N. Orghidan* (1931, 1936); urmează apoi studiul teraselor, între care sintezele făcute de: *Vâlsan* (1935), *N. Popp* (1938), *V. Mihăilescu* (1939); studiul glaciaţiunii (*Emm. de Martonne* – 1899, *Th. Kräutner* – 1929, *H. Wachner* – 1929, *T. Morariu* – 1940).

În **perioada de după 1944** (geomorfologia modernă), geomorfologia românească cunoaşte din plin efervescenţa înregistrată de această ştiinţă pe plan mondial. Se fac intense cercetări de teren, *cartarea geomorfologică* devine cu încetul metoda de bază a cercetării (Posea şi colab., 1970, p. 30), iar *evoluţia paleogeomorfologică* (Posea şi colab., 1970, p. 29), în condiţii mereu altele pentru fiecare treaptă, înlocuieşte teoria ciclurilor. Problematica specifică reliefului României, începută de înaintaşi, este reluată pe baze noi, sunt evidenţiate însă şi noi aspecte (piemonturi, pedimente, glacisuri etc.), se extind studiile regionale, geomorfologia practică se dezvoltă din plin, cu precădere prin studiul proceselor geomorfologice, apar sinteze la nivel de ţară, inclusiv primele tratate româneşti de geomorfologie (Posea şi colab., 1970, 1974, 1976).

Studiul *suprafeţelor de eroziune* a fost reluat pe baze noi, nu ca forme în sine, ci ca etape evolutive (Gh. Pop, 1957, 1962; I. Sârcu, 1961; Gr. Posea, 1962, 1969; L. Badea, 1966; D. Paraschiv, 1965; M. Ielenicz, 1971, 1972; Gh. Niculescu, 1978 ş.a.), ajungându-se la o generalizare mai reală pentru întreaga ţară: peneplena soclurilor, peneplena posthercinică, pediplena carpatică, culmile medii carpatice (obişnuit cu două trepte, care în Carpaţii flişului cuprind şi cumpenele centrale), suprafeţele carpatice de bordură (1-3 nivele dezvoltate pe culmile marginale), nivelele carpatice de vale (care se prelungesc în podişuri şi dealuri ca suprafeţe de culme, iar nivelul inferior sub formă de culoare depresionare) (vezi *Relieful României*, 1974). Sunt studiate aprofundat *piemonturile* (V. Mihăilescu, 1946, 1957; P. Coteţ, 1956, 1959; V. Gârbacea, 1956, Gr. Posea, 1959; Gr. Posea şi Valeria Velcea, 1964; D. Paraschiv, 1965; Gr. Posea, N. Popescu, 1973 etc.). Au fost evidenţiate în amănunt *glacisurile* (Gr. Posea, 1962, 1968; V. Băcăuanu, 1968; E. Vespremeanu, 1972; I. Mac, 1972 ş.a.), se semnalează pentru prima dată şi *pedimente* tipice păstrate în Dobrogea de N şi NE (Gr. Posea, 1980). Sensul care se dă acestor tipuri de suprafeţe, în cercetarea regională, este acela de „etape de dezvoltare" a reliefului, impus de şcoala clujeană a lui T. Morariu, începând mai ales cu anul 1962 (Gr. Posea, 1962; D. Paraschiv, 1965, Gh. Niculescu, 1965; L. Badea, 1967; V. Băcăuanu, 1968; I. Donisă, 1968; I. Hîrjoabă, 1968 ş.a.).

Terasele fluviatile au fost aprofundate regional, în special prin cartări, în Transilvania (T. Morariu, Al. Savu, V. Gîrbacea, Ig. Berindei, Aurora Posea, I. Mac, Gr. Posea etc.), în Moldova (C. Martiniuc, V. Băcăuanu, I. Donisă, I. Hîrjoabă, V. Sficlea, I. Bojoi ş.a.), în Subcarpaţi (L. Badea, Al. Roşu, H. Grumăzescu, C. Brînduş ş.a.), pe Dunăre (P. Coteţ, 1957; Gr. Posea et al. 1963; N. Popp, 1967, 1970, 1971; *Monografia Văii Dunării româneşti*, 1969). Au fost realizate şi unele sinteze noi asupra teraselor (V. Mihăilescu, 1947; T. Morariu et al. 1960; T. Morariu, V. Gârbacea, 1960;

T. Morariu, I. Donisă 1968; N. Popescu, M. Ielenicz, Gr. Posea, 1973). De menționat şi problematica practică a teraselor (Gr. Posea, 1953).

Relieful periglaciar reprezintă de asemenea o noutate a etapei respective care, prin studii regionale (V. Mihăilescu, 1957; P. Coteț, 1955, 1960; Gr. Posea, 1958, 1961, 1963; Valeria Velcea, 1958, 1961; Ig. Berindei 1960, 1971; E. Nedelcu, 1960; M. Grigore şi colab. 1965, I. Ichim, 1972 ş.a.) ajunge repede şi la unele sinteze pentru teritoriul României (Gr. Posea şi colab., 1969).

Relieful glaciar din Carpați a fost abordat în toate masivele: Bucegi (Valeria Velcea, 1961), Parâng (Silvia Iancu, 1963, 1970), Țarcu, Godeanu, Retezat, Cindrel (Gh. Niculescu, 1957, 1965, 1969, 1971), Făgăraş, Iezer (E. Nedelcu, 1959, 1962), Rodna şi Maramureş (I. Sârcu, 1963, 1969, 1980), Țibleş (Gr. Posea, 1962), Căliman (Tr. Naum, 1970). S-a evidențiat raportul circurilor şi pragurilor cu structura şi roca, s-au făcut unele precizări în plus privind numărul glaciațiunilor, mergându-se până la 3, chiar 4 (I. Sârcu, 1981), dar şi un punct de vedere nou, indicând o singură glaciațiune, respectiv Würm (Gr. Posea, 1981).

Studiul evoluției văilor şi al rețelei de văi, mai ales cele transversale, a cunoscut un reviriment, abordându-se bazine noi ca Mureşul, pătruns prin captare în bazinul Transilvaniei (Gr. Posea, 1969), sau raporturile dintre meandre, alunecări şi căile de comunicație, observându-se, în paralel, dominarea antecedenței în Carpații flişului şi captarea în Meridionali şi Apuseni (Gr. Posea, 1967). A fost întocmită şi o vastă sinteză a văilor transversale (N. Orghidan, 1969).

Reliefurile structurale şi petrografice, între care carstul, s-au bucurat de o atenție aparte (M. Bleahu, 1958, 1972, 1982; V. Sencu, 1968, 1977; I. Bojoi, 1970; I. Ilie, 1970, 1971; Th. Rusu, 1978 etc.).

În mod deosebit s-a amplificat cercetarea *proceselor geomorfologice actuale şi problema degradării terenurilor*. Alunecările de teren, ca şi ansamblul proceselor de eroziune au fost urmărite în toate unitățile țării, lista autorilor fiind deosebit de mare (vezi V. Surdeanu, 1998 şi Maria Rădoane şi colab., 1999). S-au aplicat metode variate de urmărire şi cuantificare a acestor procese în special la stațiunile Pângărați şi Pătârlage, Orşova şi Arcalia. O mențiune specială facem pentru aprofundarea metodei sistemelor la stațiunea Pângărați (mai ales I. Ichim şi Maria Rădoane).

Regionarea geomorfologică a teritoriului României, având la bază diferite principii, s-a soldat cu câteva scheme, unele fondate pe o ierarhizare taxonomică (V. Mihăilescu, 1957; P. Coteț, 1960; C. Martiniuc, 1960, 1978; Gr. Posea, 1972, 1980, 1982; L. Badea, 1979; Gr. Posea, L. Badea, 1984). Ultima regionare (1984) se bazează pe criterii unitare la nivel de țară.

Cartografierea geomorfologică a fost perfecționată pe parcurs prin aportul multor cercetători, unele baze teoretice fiind puse de Gr. Posea şi N. Popescu (1964, 1967) şi M. Grigore (1980), care o consideră ca metodă de bază.

O sinteză a evoluției reliefului României sub formă de scară taxonomică s-a realizat de asemenea în timp, pornindu-se de la concepția dezvoltării paleogeografice, începând cu „etajele morfogenetice ale Carpaților" (Gr. Posea, N. Popescu, 1972) şi ajungându-se la *Scara morfocronologică* a evoluției teritoriului României (Gr. Posea, N. Popescu, M. Ielenicz, 1974; Gr. Posea 1982). Această scară are următoarele trepte: epocă (eră), etapă (perioadă), fază, subfază.

Toate aceste probleme şi altele specifice geomorfologiei româneşti s-au conturat prin studii regionale şi de sinteză. Dintre *studiile regionale* subliniem câteva sub formă de volum, care au format, obişnuit, şi subiecte de doctorat: *Câmpia Olteniei* (P. Coteț, 1957), *Masivul Bucegi* (Valeria Velcea, 1961), *Țara Lăpuşului* (Gr. Posea, 1962), *Masivul Godeanu*

(Gh. Niculescu, 1965), *Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort* (L. Badea, 1967), *Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort* (Al. Roşu, 1967), *Câmpia Moldovei* (V. Băcăuanu, 1968), *Valea Bistriţei* (I. Donisă, 1968), *Colinele Tutovei* (I. Hârjoabă, 1968), *Subcarpaţii Transilvaniei dintre Mureş şi Olt* (I. Mac, 1972), *Subcarpaţii dintre Câlnău şi Şuşiţa* (H. Grumăzescu, 1973), *Depresiunea Haţegului* (Cornelia Grumăzescu, 1975), *Munţii Trăscăului* (I. Popescu-Argeşel, 1977), *Ţara Beiuşului* (Ig. Berindei, 1977), *Câmpia Crişurilor* (Gh. Măhăra, 1977), *Munţii Rodnei* (I. Sârcu, 1978), *Dealurile Târnavei Mici* (N. Josan, 1979), *Munţii Stânişoarei* (I. Ichim, 1979), *Podişul Covurluiului* (V. Sficlea, 1980), *Masivul Ceahlău* (I. Stăncescu, 1980), *Munţii Semenic* (M. Grigore, 1981), *Subcarpaţii Tazlăului* (C. Brânduş, 1981) ş.a. (vezi şi bibliografia de la sfârşitul cărţii).

Dintre *lucrările de sinteză*, în afara unor cursuri asupra României, menţionăm: *Carpaţii Sud-estici, Dealurile şi câmpiile României* (V. Mihăilescu, 1963, 1966), *Subcarpaţii* (V. Tufescu, 1966), *Geomorfologia României* (P. Coteţ, 1973), *Reliefu l României* (Gr. Posea, N. Popescu, M. Ielenicz, 1974). Între acestea, primele patru prezintă relieful pe unităţi, deci regional, pe când ultima redă relieful „într-o devenire paleogeografică generală", o viziune problematizată la nivelul întregii ţări şi sintetizată în „scara morfocronologică" a României. O expunere largă a geomorfologiei României se găseşte în *Enciclopedia geografică a României* (1982), inclusiv la nivelul judeţelor (coordonator Gr. Posea).

O activitate aparte, furnizoare de multe lucrări, au avut-o *simpozioanele de geomorfologie*, începute din 1972 (Braşov, Iaşi, Cluj, Sibiu, Suceava, Piatra Neamţ ş.a.), finalizate cu publicaţii pe volume (v. vol. S.S.G., 1982) şi *seminarul de geomorfologie* de la Bucureşti (între 1979-1989), condus de Gr. Posea şi L. Badea.

Un moment de vârf al acestei etape l-a constituit publicarea în 1974 a lucrării *Reliefului României*, de Gr. Posea, N. Popescu şi M. Ielenicz (Editura Ştiinţifică, 483 p.), sinteză care ordonează spaţial şi temporal problematica geomorfologică a României. V. Mihăilescu, în lucrarea citată mai sus (1977), o aprecia ca pe „cea mai reprezentativă sinteză de geomorfologie genetică a României … poate că unică în literatura de specialitate" (p. 6). Profesorul Claude Bernard din Canada făcea aprecieri similare: „… une remarcable integration des connaissances actuelles sur l'evolution géomorphologique de la Roumanie. Il est digne d'attention non seulement en raison de l'étendue et de l'envergure des thèmes qui sont traités mais aussi de par ses methodes d'approche des problèmes et son mode de présentation …"[4]

Un rol important pentru pregătirea teoretică a geomorfologilor l-a avut apariţia unor cursuri de geomorfologie şi a primului tratat de geomorfologie din România (*Geomorfologie generală*, 1970, de Gr. Posea, I. Ilie, M. Grigore, N. Popescu, Editura Didactică şi Pedagogică). Despre acest tratat (591 pagini), V. Mihăilescu (1977, *op. cit*., p. 50) spunea că are drept fir conducător principiul genetic şi face o aprofundare aparte a proceselor şi formelor subaeriene. De altfel, procesele şi versanţii sunt tratate în aproape 90 de pagini. În ediţia a II-a (*Geomorfologie*, 1976, 534 pagini, de Gr. Posea, M. Grigore., N. Popescu, M. Ielenicz), Posea Gr. a redus unele capitole, dar a introdus, tot pentru prima dată, unele probleme noi cum ar fi: Tectonica plăcilor şi relieful, Bazinul morfohidrologic (p. 264), Regionarea geomorfologică, cu o scară taxonomică de tip legendă şi cu un concept nou (p. 503); conform acestei scări s-a realizat şi o regionare geomorfologică a României (Gr. Posea şi L. Badea, *România – Unităţile de relief,*

[4] *Géographie physique et Quaternaire*, Les presses de L'Université de Montreal, 1978, vol. XXXII, nr. 1.

scara 1: 750 000, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, 1984) (vezi cele 8 hărţi de la sfârşitul lucrării).

Se poate spune că, după anii '60-'70, în România s-au conturat oarecum patru şcoli geomorfologice: la Universitatea din Bucureşti, la Institutul de Geografie, la Cluj şi la Iaşi-Pângărați. Există multe asemănări şi relativ puține deosebiri între acestea. Şcoala de la Universitatea din Bucureşti s-a dovedit însă cea mai prolifică, aceasta îmbinând tradițiile clujene şi bucureştene, ambele având ca rădăcini orientările „interbelice" ale lui G. Vălsan şi apoi ale lui Tiberiu Morariu[5]. Între reprezentanții mai recenți ai şcolii clujene se remarcă I. Mac şi V. Surdeanu; de la Iaşi, V. Băcăuanu, I. Donisă, I. Ichim, I. Bojoi ş.a.; de la Institutul de Geografie, D. Bălteanu, L. Badea şi Gh. Niculescu; iar de la Universitatea din Bucureşti, Gr. Posea, M. Grigore, M. Ielenicz, N. Popescu, Florina Grecu ş.a.

În 1990 s-a creat şi *Asociația Geomorfologilor din România*, cu sediul la Bucureşti, având ca preşedinte pe Gr. Posea; în 1999 acesta devine preşedinte de onoare, iar ca preşedinte este ales prof. I. Mac (Cluj-Napoca), din 2001, N. Popescu, iar din 2003, E. Vespremeanu. A.G.R. a publicat un prim volum din *Revista de Geomorfologie*, în română şi engleză, cu un mare pachet de sinteze (1997).

Bibliografie

Posea Gr. ş.a. (1970), *Geomorfologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti, p. 21.

Posea Gr., Ichim I. (1993), *Geomorphology in Romania.* În *The Evolution of Geomorphology*, Edited by H.I. Walker and W.E. Grabau, 1993, by John Wiley & Sons Ltd. London, p. 363-366.

Posea Gr. (1998), *Unele realizări în domeniul geomorfologiei la Universitatea din Bucureşti, în ultimii 30 de ani*. Analele Universității *Spiru Haret* nr. 1, p. 129-138.

x x x (1983), *Geografia României*, vol. I, Geografie fizică, p. 32-62, Editura Academiei R.S.R.

x x x (1997), *Revista de Geomorfologie I*, Asociația Geomorfologilor din România, Bucureşti.

[5] Posea Gr. (1998), *Unele realizări în domeniul geomorfologiei la Universitatea din Bucureşti, în ultimii 30 de ani*, „Analele Universității *Spiru Haret*", nr. 1, p. 129-138.

Capitolul II

UNITĂȚILE (REGIUNILE) MORFOSTRUCTURALE

Prin unitate morfostructurală se înțelege un teritoriu care are un relief major unitar şi o structură geologică de acelaşi tip. Există două tipuri mari de structuri, întâlnite pe teritoriul României: *orogen* şi *platformă şi unul intermediar*. Cele mai vechi, sub aspectul structural de bază, sunt platformele. Geomorfologic însă, relieful actual al platformelor este de obicei mai nou decât relieful de orogen. La noi în țară orogenul este reprezentat prin arealul afectat de evoluția rifturilor şi geosinclinalelor carpato-alpine, începând cu faza orogenetică austrică. Este vorba de lanțul Carpatic, Subcarpații, Podişul Getic, Depresiunea Transilvaniei, Câmpia şi Dealurile de Vest. Delimitarea între orogenul carpatic şi forlandul său se face pe *falia pericarpatică*.

În exteriorul Carpaților se află unitățile consolidate şi stabilizate tectonic (cratonizate), numite platforme şi/sau cratogene (cratoane). Mai sunt numite şi unități de Vorland (din față). Uneori se face oarecare deosebire între platformă şi cratogen. Ambele au fost cutate şi apoi erodate, nivelate şi consolidate în diferite perioade de timp prealpine, şi nu au mai fost afectate de cutările alpine. Platformele au suferit însă ulterior mişcări epirogenetice, în special de lăsare, devenind arii de sedimentare dar cu fundament consolidat. Ele au, ca urmare, un soclu cutat (şi retezat de o pediplenă) şi o cuvertură sedimentară, uneori foarte groasă, necutată dar fracturată. Platformele care au cutele fundamentului la zi, erodate, dar fără sedimentar, se mai numesc cratoane[1]. În România există două platforme tipice, cea Est-europeană (ține până la Urali şi la noi este numită Platforma Moldovenească) şi cea Moesică, la noi cu două segmente: Platforma Valahă şi Dobrogea de Sud. De asemenea, există şi două cratoane, Dobrogea Centrală şi Dobrogea de Nord.

A. **Unitățile de platformă**

Acestea provin din evoluția îndelungată a unor lanțuri muntoase prepaleozoice sau, mai rar, paleozoice, peneplenizate şi al căror fundament a devenit foarte rigid, iar ca relief, acest fundament a fost nivelat sub formă de câmpii uşor colinare (fig.2). Elementul structural de bază al acestora îl constituie *fundamentul cristalin* (denumit şi *soclu*) peste care au fost aşternute (în Platformele Moldovenească şi Moesică), în timpul unor transgresiuni marine, *strate sedimentare necutate* (etajul superior al platformelor). Acest fundament rigid a balansat uşor pe verticală sub influența mişcărilor din geosinclinalul carpatic vecin, sau în timpul cutărilor carpatice; uneori coborau şi permiteau *transgresiuni* marine, alteori se ridicau şi impuneau *reliefuri de uscat*. În general, în primele faze ale geosinclinalului, platformele au coborât, iar o dată cu începutul cutărilor orogene s-au exondat. Când mişcările orogene carpatice au intrat în fazele finale,

[1] Platformele precambriene care se dezvoltă pe suprafețe terestre foarte mari, cu fundamentul cutat deschis la zi pe mari extinderi, şi care formează nucleele continentelor, se numesc scuturi; exemplu, Scutul Baltic.

acționând mai ales pe verticală, marginile platformelor de lângă Carpați s-au scufundat, lărgind avanfosa carpatică şi permițând noi transgresiuni, dar mai limitate, pentru ca în final să se înalțe şi ele uşor, sedimentele de deasupra devenind podişuri sau câmpii.

Trebuie menționat însă că, în precambrian, Platforma Est-europeană a fost, se pare, unită cu cea Moesică. În ciclul orogenic baikalian aici s-a creat un rift, continuat cu un geosinclinal şi un orogen, apoi erodat şi consolidat, devenind craton. Din acesta a rămas Dobrogea Centrală (care trece şi în fundamentul din estul Platformei Valahe, continuându-se şi în Marea Neagră). Tot pe aceeaşi margine labilă a Platformei Est-europene, a urmat şi un ciclu orogen caledonic, care însă nu a ajuns la cratonizare, fiind reluat de ciclul hercinic, care s-a cratonizat; de la acesta s-a păstrat Dobrogea de Nord (extinsă de asemenea în fundamentul estic al Câmpiei Române, cât şi către Crimeea). Dar, acest craton hercinic a fost afectat în timpul orogenezei kimmerice de un rift intracratonic restrâns care a afectat mai ales unitatea Niculițel. Acesta a separat cratonul nord-dobrogean în două blocuri – unitatea de Măcin (rămasă rigidă) şi unitatea de Tulcea (cutată în jurasic). În jurasicul superior şi unitatea Niculițel, împreună cu Tulcea devin cratoane. Unitatea de Tulcea suferise însă în jurasicul mediu şi o fracturare majoră pe care marginea nordică a arealului hercinic s-a afundat, formându-se Depresiunea Predobrogeană pe care se află Delta. Această depresiune are un fundament mixt: hercinic în sud şi est-european în nord (Depresiunea Bârladului).

Apariția rifturilor baikalian şi caledonic, care au separat platformele Est-europene şi Moesică, creând aici o mare fâşie labilă, ar sta totodată la originea Mării Negre (V. Mutihac, 1990, p. 97).

Falia pericarpatică, ce separă orogenul carpatic de platforme apare la zi în estul Carpaților Orientali (până la Trotuş) trecând pe la Vicovul de Sus, Tg. Neamț, Buhuşi şi confluența Tazlăului. De aici se deplasează mai la est (marcând Curbura) şi este acoperită. Dedusă prin foraje, ea merge pe la vest de Focşani, vest Buzău, sud Piteşti, Drobeta-Tr. Severin. Totuşi, în adânc, platformele se continuă mult sub orogen, în raport de linia amintită.

Podişul Moldovei se suprapune peste Platforma Moldovenească (o prelungire a Platformei Est-europene, ce cade în trepte în fața Carpaților). Fundamentul său este alcătuit din şisturi cristaline prepaleozoice şi a fost atins de forage la circa 1100 m adâncime, la Iaşi. Etajul sedimentar se compune din: silurian, cenomanian, tortonian, buglovian, care nu apar la zi, sarmațian şi pliocen.

Câmpia Română se întinde peste Platforma Moesică (sau Valahă), ce cade şi ea, de la Dunăre spre nord, în fața Carpaților, unde pare a atinge adâncimi de peste 8000 m. Etajul sedimentar se compune dintr-o pătură groasă de paleozoic şi mai ales mezozoic, peste care se află „umplutura" propriu-zisă a Câmpiei Române – din tortonian, sarmațian, pliocen şi cuaternar (umplutura neozoică).

Podişul Getic se suprapune în sud pe Platforma Valahă, iar în nord pe avanfosă.

Podişul Dobrogei se compune din trei subunități relativ diferite atât ca fundament, cât şi ca alcătuire geologică de suprafață.

a) *Dobrogea de Nord* este delimitată în sud de falia Peceneaga-Camena, iar sub aspect structural se compune din patru subunități: Masivul Măcin, rest hercinic, din şisturi şi granite; Podişul Niculițel, cu diabaze şi cu sedimente triasice şi jurasice; Podişul Tulcea (are fundament hercinic, dar e acoperit de triasic); Podişul Babadag cu fundament paleozoic şi triasic, peste care se aşază un sinclinoriu cu sedimente cretacice.

b) *Dobrogea Centrală* are un fundament de şisturi verzi, care apar dominant la zi, acoperite fragmentar de calcare jurasice, dar mai ales de loess.

c) *Dobrogea de Sud* are un fundament din şisturi similare cu ale Platformei Moesice, dar şi din şisturi verzi, peste care se aştern sedimente de: silurian, mezozoic, eocen, sarmaţian şi puţin pliocen. Deasupra se află o pătură de loess.

Delta Dunării, sub aspect structural, este o unitate de tranziţie între Dobrogea şi Moldova, situată în mare parte pe aşa-zisa Depresiune Predobrogeană, avanfosă hercinică, ce a luat naştere la nord de falia Sf. Gheorghe, către Platforma Moldovenească. Are fundament cristalin peste care se dispune triasic, jurasic, sarmaţian, pliocen şi cuaternar.

B. **Unităţile de orogen**

Provin din evoluţia propriu-zisă a geosinclinalelor carpatice, caracterizate prin grosimi deosebite ale formaţiunilor de fliş, prin roci vulcanice mezozoice şi neogene, dar şi cu multe masive cristaline hercinice peneplenizate anterior şi apoi înălţate, coborâte sau chiar şariate în timpul evoluţiei geosinclinalului.

Carpaţii

Carpaţii se compun din *cinci tipuri de subunităţi structurale*, formate în etape geologice succesive (cristalino-mezozoice, cele ale flişului, sedimentaro-vulcanice, neovulcanice, depresiuni intramontane).

a) *Subunităţile cristalino-mezozoice* sunt alcătuite din masive cristaline, de obicei hercinice, sau mai vechi şi acoperite uneori cu sedimente permo-mezozoice. Ele apar grupate în nordul Carpaţilor Orientali (munţii Maramureşului, Rodnei, Bistriţei, Giurgeu, Hăghimaş) şi în Carpaţii Curburii (Perşani, Bucegi, Leaota, Piatra Craiului); în Carpaţii Meridionali, plus Munţii Banatului, se separă două tipuri de cristalin: Autohton sau Danubian (în Parâng, Vâlcan, Retezat, Cernei, Almăj, plus o fâşie în Podişul Mehedinţi) şi Pânza Getică, mai puternic metamorfozată (Făgăraş[2], Lotru, Căpăţânii, Cindrel, Şureanu, Godeanu, Muntele Mic, Poiana Ruscăi, Semenic, Dognecea, Locva; în Munţii Apuseni se diferenţiază o grupă cristalino-mezozoică a horsturilor central-nord-vestice, sau Apusenii Nordici (Bihor, Găina, Muntele Mare, Vlădeasa, Zarand, Codru-Moma, Pădurea Craiului, Plopiş şi Meseş) şi sud-estică, sau Apusenii de Sud sau de fliş, cu roci sedimentaro-vulcanice (Metaliferii şi Trascăului). În aceştia din urmă apar şi mici blocuri de cristalin, la Ocoliş-Buru (Trascău), Rapolt (N. Simeria) şi în Drocea. Cristalinul Apusenilor se continuă spre nord, prin aşa zişii Munţi ascunşi ai Transilvaniei, din care apar la zi Măgura Şimleului, Culmea Codrului, Măgura Prisaca şi Masivul Preluca.

b) *Subunităţile flişului* sunt constituite mai ales din roci detritice (marne, argile, conglomerate, ce alternează des între ele), depuse în condiţiile unui fund marin adânc şi agitat tectonic. Stratele sunt puternic cutate, uneori cu aspect de pânze (solzi) deversate uşor spre est. În Carpaţii Orientali şi de Curbură, pentru trăsăturile generale ale reliefului, o importanţă mai mare o are separarea flişului, după vârstă şi facies, în două sectoare longitudinale: flişul intern şi cel extern. *Flişul intern* are vârstă cretacică (cuprinde uneori şi eocenul) şi se compune dintr-un complex de marne şi microconglomerate (Stratele de Sinaia, Stratele de Azuga), un complex variat de şisturi şi intercalaţii de gresii şi calcare (Stratele de Comarnic) şi un complex conglomeratic (conglomeratele de Bucegi şi de Ceahlău). *Flişul extern* cuprinde de asemenea cretacic, dar mai ales paleogen în care domină o varietate mare de marne şi gresii (gresia de Tarcău, de Kliwa); acest fliş trimite doi pinteni şi în Subcarpaţii Curburii (pintenii de Homorâciu şi de Văleni). Fliş se mai găseşte şi în estul Podişului Mehedinţi (pânza de Severin, echivalentă stratelor de Sinaia),

[2] Uneori este separată şi o pânză supragetică, din care fac parte: Făgăraş, nord-vestul Cindrel, Şureanu, nordul Poiana Ruscăi, Dognecea şi Locva.

precum şi în Apusenii Sudici, în ambele părţi având şi ofiolite. Atât flişul din Orientali, cât şi din Severin şi Apuseni s-a sedimentat pe fose provenite din rifturi, care s-au extins prin expansiune şi apoi s-au restrâns prin subducţie şi cutări.

c) *Subunităţile sedimentaro-vulcanice* sunt formate predominant tot din fliş, dar străpuns de intruziuni sau erupţii vulcanice. Ele se grupează în două sectoare: Ţibleş împreună cu Bârgău (în Carpaţii Orientali) şi Munţii Mureşului (sudul Drocei, Metaliferii cu Detunatele şi Munţii Trascău).

d) *Subunităţile neovulcanice* sunt compuse din roci vulcanice de vârstă neogenă, ce se grupează în două sectoare: Vulcanicii Nordici (Oaş, Igniş, Gutin, Lăpuş) şi Vulcanicii Sudici (Căliman, Gurghiu, Harghita).

e) *Subunităţile depresiunilor intramontane* reprezintă porţiuni restrânse din interiorul Carpaţilor care, pe fondul general al unor faze de înălţare a muntelui, s-au scufundat, au devenit golfuri sau strâmtori marine, au fost acoperite cu noi sedimente, în general necutate, şi apoi s-au exondat rămânând ca depresiuni. Ele au deci un fundament sedimentar cutat şi o umplutură mai nouă necutată (de obicei din pietrişuri, nisipuri, mai rar marne). Cele mai vechi depresiuni sunt în centrul Meridionalilor (Loviştea, Petroşani şi Haţeg – care s-au scufundat în oligocen); urmează apoi depresiunile vestice: în acvitanian s-au format depresiunile Zlatna şi Brad; în tortonian se scufundă golfurile Borod-Oradea, Beiuş, Bega, Timiş şi depresiunile Bozovici, Liubcova, Orşova-Bahna. Mai recente sunt depresiunile din Orientali, respectiv Comăneşti (din sarmaţian) şi Maramureş, Dorna, Gheorgheni, Ciuc şi Braşov (sfârşitul pliocenului), cu menţiunea că în afară de Comăneşti şi Braşov celelalte apar ca depresiuni datorită mai ales ridicării lanţului vulcanic ce le-au barat şi mişcărilor locale subsidente.

Este de menţionat totuşi că, după stilul general morfotectonic, cele cinci morfostructuri carpatice se pot grupa regional în *trei mari tipuri morfotectonice*: tipul *carpato-alpin*, unde domină flişul puternic cutat, cu vulcanism bine dezvoltat, iar cristalinul are caracter insular (cuprinde Carpaţii Orientali şi cei de Curbură); tipul *carpato-hercinic* (cuprinde Meridionalii şi Munţii Banatului) şi în el domină blocurile cristaline hercinice „regenerate" în orogenezele alpine; tipul *carpatic mixt* (alpino-hercinic), care cuprinde Apusenii, format din cristalin hercinic şi granite, la care se adaugă şi o mare subunitate de fliş străpuns de trei tipuri de erupţii (ofiolite, banatite şi roci vulcanice neogene). Aceste tipuri regionale reprezintă *un specific morfostructural al Carpaţilor*.

Subcarpaţii

S-au plămădit, ca sedimente şi structură, în aşa numita Depresiune Precarpatică, formată la contactul cu platformele periferice Carpaţilor. Aici s-au depus mai întâi formaţiuni de fliş, iar din miocen, când depresiunea devine avanfosă[3], sedimentele capătă caractere de molasă[4]. După tipul structural şi vârsta formaţiunilor, în special a celor de suprafaţă, se deosebesc două subunităţi: Subcarpaţii Moldovei şi de Curbură şi Dealurile Getice.

a) *Subcarpaţii Moldovei şi de Curbură* sunt mai puternic cutaţi, au o lăţime mai mare şi se apropie mai mult de forma de munte. Se subdivid în două sectoare.

[3] Depresiune alungită în faţa geosinclinalului, la contactul cu platformele, când acesta intră în faza de orogen (lanţ muntos).

[4] Molasă = formaţiuni provenite din erodarea catenei muntoase în ridicare (conglomerate, gresii, marne, argile, ghips, sare, cărbuni) şi depuse într-o mare puţin adâncă.

a_1) *Subcarpaţii Moldovei* (între văile Moldova şi Trotuş) sunt constituiţi din miocen cutat în anticlinale relativ simple.

a_2) *Subcarpaţii de Curbură* (între Trotuş şi Dâmboviţa) se compun din miocen, dar şi din sarmato-pliocen. Cuprind *trei sectoare*: între Trotuş şi Slănicul de Buzău, care se compune din două fâşii (una internă miocenă, puternic cutată, şi alta externă, formată din sarmato-pliocen, monoclină); între Slănic (şi Buzău) şi Cricovul Sărat, unde miocenul apare sub formă de coame înguste şi faliate, iar sarmato-pliocenul ca sinclinale largi; între Cricovul Sărat şi Dâmboviţa, unde în Subcarpaţi se intercalează pintenii flişului paleogen (Vălenii de Munte şi Homorâciu), despărţiţi de chiuvete miocene (Drajna şi Slănic) şi cute diapire, iar în sud boltirile anticlinale se răresc şi se pierd sub Câmpia Ploieşti-Târgovişte.

b) *Dealurile Getice* sunt mai puţin cutate şi dominate de monoclin. Se subdivid în trei sectoare: *Muscelele*, ce ţin de la Dâmboviţa la Bistriţa Vâlcii (se compun din paleogen, miocen şi mai rar pliocen); *Subcarpaţii Olteniei* se întind până la Motru şi se compun din mio-pliocen cutat în anticlinale şi sinclinale; *Piemontul Getic* este format din strate pliocene şi villafranchiene cu dispunere monoclină; formaţiunile piemontane (villafranchiene) se extind în sud şi peste fundament de platformă.

C. **Unităţile intermediare**[5]

Depresiunea intercarpatică a Transilvaniei

Este o unitate care a început să se scufunde pe locul unui vechi masiv hercinic (microplaca Transilvană) atunci când geosinclinalele cercului carpatic din jurul său începeau să se ridice. A devenit, astfel, o regiune intercarpatică. Primele scufundări au loc în eocen, dar conturul depresionar de azi se realizează mai ales cu badenianul. Sedimentele prebadeniene se dispun cu precădere în partea nord-vestică, badenianul şi sarmaţianul au umplut partea centrală şi sudică, iar pliocenul (pannonianul) se află mai ales la sud de Mureş, la nord fiind erodat total. În badenian se depune o mare cantitate de sare, care uneori străpunge, sub formă de cute diapire, sedimentele mai noi. După structura de amănunt se subdivide în două subunităţi; *Podişul Someşan* (cu strate eocen-helveţiene, dispuse monoclinal) şi *Podişul propriu-zis al Transilvaniei*. Acesta din urmă este ceva mai complex, cu domuri în sectorul central, având cute diapire pe margini şi unele aliniamente de sinclinale şi anticlinale în partea estică, unde s-au impus anumite similitudini cu Subcarpaţii.

Câmpia de Vest a României şi Dealurile de Vest

Fac parte structural din Depresiunea intermontană Panonică şi s-a scufundat aproximativ o dată cu Transilvania, tot pe locul unui vechi masiv hercinic (microplaca Panonică). Pe teritoriul României se disting trei sectoare; *sectorul nordic* (Satu Mare-Oradea, scufundat în paleogen, când se depun aici formaţiuni de fliş), *sectorul sudic* (Timişoara-Oraviţa, unde sedimentarea începe în helveţian) şi *sectorul central* (Oradea-Timişoara, sedimentarea începe cu badenianul, iar cristalinul este mai puţin scufundat). Structural, aceste sectoare se interferează şi cu **Dealurile şi golfurile depresionare vestice.**

[5] Sunt platforme tinere, hercinice, nivelate se pare inclusiv în prima parte a pediplanei carpatice şi afectate parţial de orogenezele alpine mai ales sub formă de falieri şi scufundări.

Capitolul III

GENEZA ŞI EVOLUȚIA RELIEFULUI ROMÂNIEI, SCARA MORFOCRONOLOGICĂ

1. **Introducere**

Unul dintre cele mai grandioase fenomene de la suprafața Terrei îl reprezintă relieful, adică acele asperități mari cât gropile oceanice, cât continentele sau Munții Himalaia, sau mici cât un torent sau o creastă de lapiez, forme ce caracterizează exteriorul reliefosferei. Mulți vedem în relieful de azi ceva fix, împietrit, făcut o dată pentru totdeauna; este nu numai o eroare în ce priveşte realitatea, dar şi o profundă ignoranță, mai ales atunci când vrem să folosim acest element al naturii în mod optim şi rațional, adică ştiințific. Trebuie să ştim că relieful este schimbător, dar mai ales că el este *suportul material sau spațial al existenței societății omeneşti,* elementul de bază pe care, şi cu care, se încheagă mediul geografic înconjurător, din care face parte şi omul şi din care îşi procură cele necesare. Mai mult, când omul depune muncă pentru a modifica înfățişarea naturală a reliefului, făcând terasări, canale etc., acesta devine chiar obiect al muncii, iar dacă ne referim la faptul că solul reprezintă, la rândul său, epiderma reliefului, atunci el este şi principalul mijloc de producție pentru agricultură şi silvicultură.

Să mai amintim că relieful, prin marea sa varietate de la un loc la altul, conduce la un *potențial divers de folosire* (în culturi, aşezări, căi de comunicație etc.), că el influențează celelalte elemente ale mediului geografic (clima, apele curgătoare sau freatice, vegetația, solul etc.), iar prin procesele geomorfologice actuale, el este într-o continuă transformare. Numai astfel vom avea o viziune generală, reală, asupra marelui rol practic ce-l poate avea pentru societate cunoaşterea reliefului în mişcare.

Să privim o pantă dezgolită după o ploaie torențială şi vom vedea cum au apărut noi ravene şi ogaşe; în alte locuri se dezlănțuie alunecări de terenuri, iar unele pâraie, aproape seci în mod obişnuit, împrăştie vaste conuri de dejecție etc. Şi, acestea sunt numai transformările vizibile într-un moment deosebit, sau într-o viață de om.

Relieful îşi are viața şi vârsta lui, diferite de ale noastre, şi evoluează după legi proprii. Astfel, există categorii de *forme planetare*, care se nasc datorită unor transformări ce au loc în interiorul Pământului, în şi sub scoarță, şi care au o „viață" de sute de milioane de ani (exemplu, continentele sau Oceanul Atlantic); altele fac parte din aşa-zisul *relief major*, se nasc din însăşi evoluția internă a scoarței terestre (prin mişcări tectonice) şi evoluează în câteva zeci de milioane de ani (exemplu, lanțul muntos Alpino-carpatic, ce a început să se înalțe acum 30 milioane de ani); în fine, amintim *relieful mediu şi minor*, de la văile obişnuite până la microforme de tipul crovurilor, torenților sau ravenelor etc., care au o viață scurtă, de la câteva zile la sute de mii de ani, şi sunt create în mod obişnuit de agenții externi (apă, ghețari, vânt etc.).

Există legături directe şi indirecte între cele trei categorii de reliefuri, materializate mai ales prin aceea că formele mai mici se suprapun pe cele mai mari, contribuind la diversificarea şi evoluția lor (exemplu, un munte născut de forțe tectonice este fragmentat în văi şi creste, iar apoi, ros şi transformat în peneplenă cu ajutorul apelor curgătoare şi a altor agenți externi); dar şi formele mari determină uneori evoluția sau tipul unor forme mai mici (exemplu, văile din munte sunt mai dese şi mai adânci decât cele din câmpie).

2. **Categoriile taxonomice de relief din România**

Pe teritoriul ţării noastre există două dintre cele trei mari trepte taxonomice geomorfologice: relieful major şi cel mediu şi minor (lipsesc formele planetare).

Relieful major

Se compune din *munţi* (şi depresiuni) 28%, *dealuri* şi *podişuri* (42%) şi *câmpii* (30%)[1]. Aceste reliefuri au la bază cele două tipuri de structuri ale scoarţei continentale şi anume; cea de *orogen* (scoarţă groasă, cu multe roci sedimentare cutate, cu mobilitate tectonică pronunţată şi cu fenomene vulcanice) şi cea de *platformă* (scoarţă subţire, dar rigidă faţă de mişcările tectonice, cu un fundament cristalin peste care pot exista sau nu strate sedimentare, în general necutate). Între ele se află adesea *avantfose* (vezi şi „Unităţile morfostructurale").

Munţii sunt dispuşi totdeauna pe structuri de orogen. Celelalte reliefuri majore pot să se formeze fie pe orogen, dar, de cele mai multe ori, pe platforme (fig. 1). De menţionat că, indiferent pe ce fel de structură se suprapun, dealurile, podişurile şi câmpiile apar, ca forme de relief (şi nu ca unităţi geologo-structurale), în strânsă dependenţă şi în anumite momente ale lanţului evolutiv al unui sistem muntos, formând împreună, sub aspect regional, un *domeniu geomorfologic*. Aşa este Domeniul Carpato-danubiano-pontic, născut de către inelul Carpaţilor Româneşti, prin evoluţia căruia au apărut, cu necesitate legică, şi dealurile şi podişurile şi câmpiile din jurul său.

Relieful major de azi al ţării noastre este rezultatul formării şi evoluţiei Domeniului Carpatic, ca o parte cu totul specifică a marelui lanţ alpino-himalaian, care reprezintă cea mai recentă eră tectonică în evoluţia scoarţei terestre, *orogenul alpin*.

Înainte de lanţul Carpatic au existat însă şi alte lanţuri muntoase mai vechi (cu dealuri, podişuri şi câmpiile aferente), care au fost erodate pe încetul de agenţii externi şi transformate în relief de peneplenă, iar sub aspect geologic şi-au pierdut mobilitatea tectonică, devenind tot mai rigide şi transformându-se în platforme. Între cele mai recente lanţuri muntoase, distruse de eroziune, amintim: *sistemul hercinic* (aproximativ acum 340 milioane de ani şi a durat până la transformarea sa în peneplenă, circa 120 milioane ani), *sistemul caledonic* (plasat în prima parte a paleozoicului şi a durat peste 200 de milioane ani) şi, cele mai vechi, *sistemele prepaleozoice*. Fiecare dintre sistemele muntoase respective au fost foarte extinse, dar apariţia unui sistem nou afecta treptat pe cel sau cele anterioare, încorporându-le în bună parte într-o nouă evoluţie, către un nou echilibru morfotectonic. Din reliefurile domeniilor vechi se păstrează uneori urme de masive, de câmpii de tipul peneplenelor, sau sedimentele unor piemonturi (conglomerate).

De la sistemele prepaleozoice, în ţara noastră se păstrează fundamentul de platformă din podişurile Moldovei, Dobrogei de Sud şi de sub Câmpia Română; din sistemul caledonic se mai menţine blocul Dobrogei Centrale (după unii autori este chiar mai vechi), iar din cel hercinic, aspecte din Munţii Măcinului şi chiar din Carpaţii cristalini.

Relieful mediu şi minor

Este extrem de variat şi reprezintă rezultatul tuturor agenţilor şi proceselor ce au activat cu precădere *în cuaternar* pe teritoriul României (*văi*, *lunci* şi *terase* create de apele curgătoare, *relief glaciar* şi *periglaciar*, relief *marin*, *vulcanic* etc.), ca şi rezultatul tipurilor de roci şi structuri geologice care au fost atacate de eroziune (*relieful petrografic* şi *structural*). Asemenea forme au existat şi în timpuri mai vechi decât cuaternarul; ele însă, fiind mici şi având o evoluţie mai rapidă, au fost şterse, în marea lor majoritate, de apariţia şi dezvoltarea formelor tot mai recente.

[1] 27,91% Carpaţii, 42,44% dealuri şi podişuri şi 29,65% câmpii.

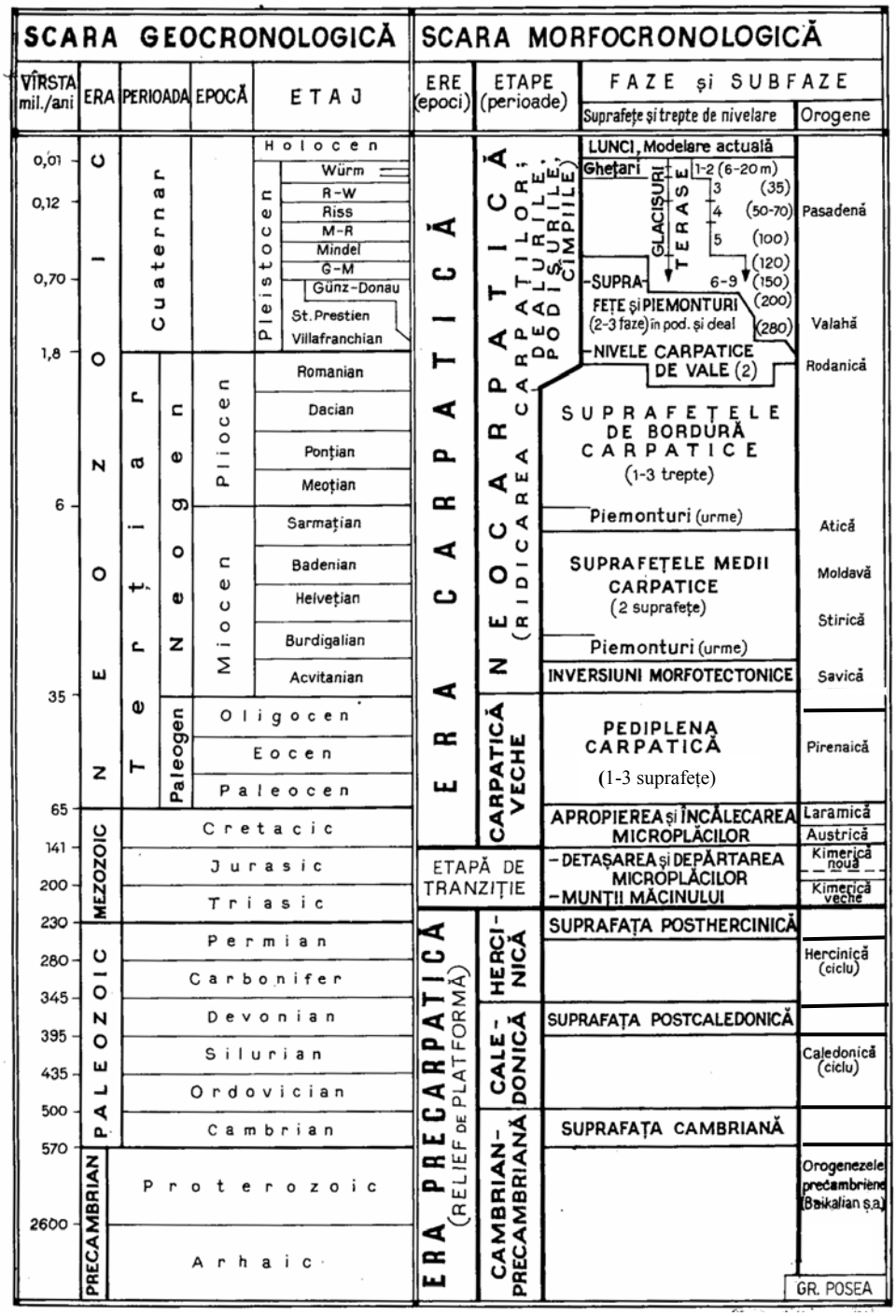


Fig. 1 – Scara morfocronologică a teritoriului României

La aceste forme şi oarecum intermediare între cele două categorii, se intercalează principalele forme de nivelare: *suprafeţe de eroziune* (pediplene sau peneplene), nivele de umeri de eroziune, glacisuri, pedimente şi piemonturi (de acumulare).

3. **Istoria reliefului major se citeşte în structura sa geologică şi în nivelele geomorfologice de eroziune sau de acumulare**

Cu cât o porţiune a uscatului se ridică mai sus deasupra nivelului oceanic, cu atât mai puternic este atacată de eroziune, în tendinţa de a o nivela până aproape de suprafaţa mărilor, creându-se câmpii întinse de eroziune, numite pediplene sau peneplene.[2]

Sedimentele roase din munte coboară pe mii de văi spre depresiuni sau câmpii, unde se pot depune pentru un timp, şi numai în parte, pentru a fi apoi reluate şi duse până la mare. Ceea ce forţele tectonice ridică, agenţii externi erodează, fragmentează şi apoi nivelează; sau invers, zonele care coboară, sub acţiunea tectonică (zone de subsidenţă), sunt umplute mereu cu sedimente aduse pe cale râurilor, sau de către vânt, din unităţile înalte supuse eroziunii; tendinţa este aceeaşi, de a nivela scoarţa continentală (inclusiv marginile oceanice şi marine) la o altitudine aproape de nivelul oceanic care funcţionează ca „nivel de bază" pentru acţiunea agenţilor externi.

Este important de reţinut, de aici, pentru **istoria dezvoltării** reliefului, următoarele trei aspecte:

- relieful, cu precădere relieful major, este *o rezultantă* a interacţiunii în timp dintre forţele tectonice şi cele externe;
- există *o corelare* între diferite forme de eroziune şi cele de acumulare (forme corelate), deoarece cu sedimentele roase dintr-o unitate înaltă pot fi clădite, în altă parte, piemonturi sau câmpii acumulative etc. şi, totodată, cu ele pot fi fosilizate forme mai vechi de eroziune (de exemplu, o peneplenă);
- în fine, *tipul de eroziune* (fluviatilă, eoliană, glaciară etc.), ca şi *ritmul* acesteia diferă de la un loc la altul în funcţie de zona climatică, de etajul morfo-climatic, ca şi de aranjarea stratelor şi de natura petrografică a rocilor.

Toate acestea se întipăresc în **varietatea reliefului**:

- *ca forme specifice unor agenţi* (forme litorale, eoliene, de râu, glaciare, periglaciare);
- *ca forme climatice* (dominarea piemonturilor e legată de munţii înalţi din zonele calde cu două anotimpuri distincte; dominarea pedimentelor indică zone aride etc.);
- *ca forme petrografice şi structurale*;
- *ca tipuri de forme ce se orânduiesc pe verticală*, demonstrând vârsta lor succesivă legată de mişcări sacadate, de înălţare sau coborâre, sau de alternanţa unor tipuri de climate (de exemplu, succesiunea teraselor pe văi, suprafeţele şi nivelele de eroziune de pe versanţi şi de pe unele interfluvii).

Descifrându-le cu atenţie, pe spaţii tot mai întinse, aceste tipuri de forme, sau martori sau elemente ale lor, pot fi orânduite într-o succesiune istorică, creându-se aşa-zisa *scară morfocronologică*, ce ne indică evoluţia reliefului, pe spaţii mai mari sau mai mici. Când este vorba de teritorii extinse şi cu varietate mare de relief, cum este ţara noastră, în reconstituirile morfocronologice se dă atenţie, cu precădere, următoarelor tipuri de forme:

- pentru epocile mai vechi decât Carpaţii ca munţi, se iau în considerare *suprafeţele de eroziune* de tipul peneplenelor sau pediplenelor; ele reprezintă mari etape din evoluţia reliefului existent azi pe structurile de tip platformă (sau chiar a masivelor hercinice încorporate orogenului carpatic);

[2] „aproape câmpie".

- pentru epoca înălțării Carpaților, până ce aceştia au devenit munții de azi, ne oprim mai ales la *nivelele de eroziune de pe versanții* acestora şi de pe interfluviile lor secundare, care se orânduiesc în trepte tot mai noi spre margini; urmărim, totodată, şi depunerile periferice ale sedimentelor corelate în *piemonturile marginale*, precum şi extinderea celor mai noi nivele de eroziune din munte peste *suprafețele dealurilor şi podişurilor* formate mai recent în procesul înălțării şi edificării Domeniului geomorfologic Carpato-danubiano-pontic;
- pentru timpurile mai recente, în principal e vorba de Cuaternar, treptele istoriei reliefului, ce pot fi descifrate, devin tot mai mici ca timp şi mai variate ca forme; ele sunt materializate în: *văi*, *terase* şi *lunci*, *glacisuri* şi *pedimente*, în dezvoltarea unui *relief glaciar* şi *periglaciar*, în depunerea de *formațiuni leossoide* şi nisipuri eoliene, sau formarea de soluri fosile şi, bineînțeles, în anumite *nivele lacustre şi fluvio-lacustre* (care indică retragerea ultimelor lacuri extracarpatice şi formarea câmpiilor de diferite tipuri – de glacis, de subsidență etc.);
- cât priveşte modelarea actuală a reliefului, ea cuprinde, în speță, mai puțin forme de relief şi mai mult *procese geomorfologice*, dar şi *forme minore*, care materializează în teren aceste procese (exemplu, alunecări, torenți etc.), ce se întind, ca timp, în holocen, adică după ultima glaciațiune.

O condiție prealabilă, pentru înțelegerea acestei succesiuni de forme, sau aspecte de relief, este cunoaşterea schematică a *istoriei tectonice* (fig. 2), a *structurii geologice* generale a fiecărei unități geomorfologice şi a *evoluției climei* de pe teritoriul țării noastre; numai astfel vom vedea clar firul dialectic al întrepătrunderii dintre acțiunea forțelor interne cu cea a forțelor externe, din care s-a născut simfonia reliefului actual.

4. **Două ipoteze: geosinclinal şi tectonica plăcilor**

4. A. *Scurtă evoluție a geosinclinalului carpatic şi formarea Domeniului Carpato-danubiano-pontic*

Munții se nasc, în principal, din aşa-numitele *geosinclinale*. Acestea sunt fâşii lungi de sute şi mii de km, late de zeci sau sute de km, în care sunt acumulate mii de metri grosime de strate sedimentare. După perioada de acumulare (care poate dura 10-150 milioane ani), transformările ce au loc pe fundul geosinclinalului impun cutarea şi înălțarea sedimentelor sale, fâşia transformându-se în *orogen*[3] (perioadă care ține 50-150 milioane de ani). În fine, muntele este erodat în etape şi faze până la bază, devine tot mai rigid sub aspect tectonic şi se transformă în peneplenă (este perioada de *morfogeneză* propriu-zisă care poate dura şi ea 50-150 milioane ani).

Geosinclinalul alpino-himalaian sau Tethys, din care a făcut parte, direct sau indirect, şi cel carpatic, s-a născut între două vechi continente paleozoice, Gondwana în sud şi Laurasia în nord, unde era instalată Marea sau *Oceanul Tethys*. El se schițează încă din paleozoic, dar evoluează cu precădere în mezozoic. În Europa, geosinclinalul alpin a ocupat o poziție mediană între hercinicul european şi cel african, dar *a afectat şi o parte din aceste zone hercinice*. Evoluția acestuia s-a făcut printr-o succesiune de faze orogenetice şi epirogenetice[4]. Mişcările epirogenetice negative sunt specifice pentru tot mezozoicul şi conduc la afundarea geosinclinalului propriu-zis, dar şi a unor părți din platformele continentale (în special cu fundament hercinic, dar şi precambrian, mai rar caledonic), formând *„bazine" de platformă,* cum a fost în parte bazinul Getic. Aceste scufundări au condus la divizarea celor două mari continente.

[3] Orogeneză = naştere de munți, prin cutări puternice şi înălțări de amploare.

[4] Epirogeneză = mişcări lente de ridicare sau lăsare, fără cutări de strate.

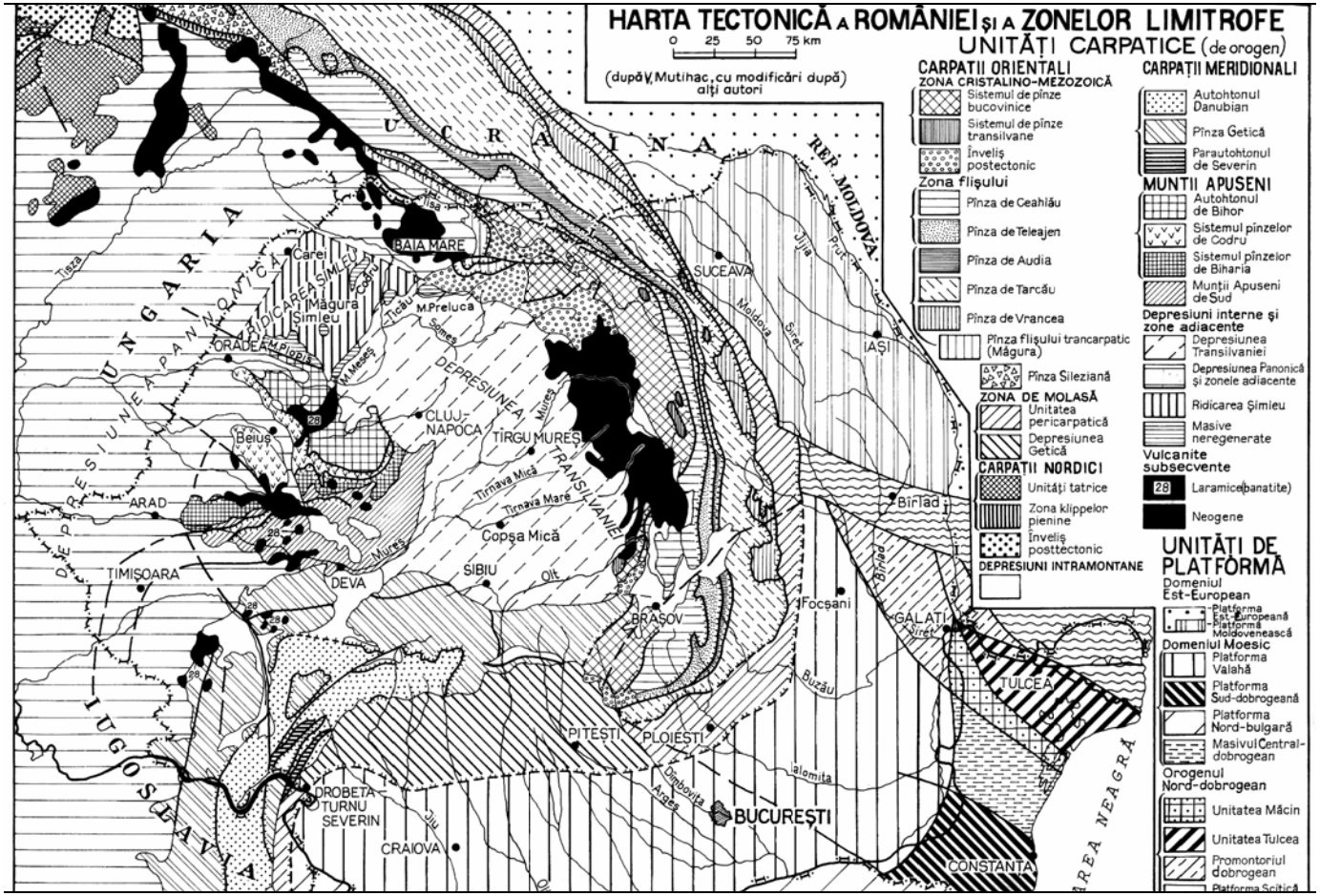


Fig. 2 – Harta tectonică a României (după V. Mutihac)

În ce priveşte mişcările de cutare sau orogeneza propriu-zisă, acestea încep îndeosebi la sfârşitul mezozoicului şi se desfăşoară din plin în neozoic; principalele *faze de cutare* sunt: *austrică, laramică* şi *savică*. O dată cu cutările savice, de la sfârşitul oligocenului, se consumă ultimele eforturi principale de cuatere, începând *închiderea geosinclinalului* alpino-carpato-himalaian.

Geosinclinalul se exondează tot mai mult, încetează depunerea flişului, se transformă practic în *orogen*. În paralel însă cu exondarea geosinclinalului se extind mult *avantfosele* în care se va depune molasă (exemplu, avantfosa din care se vor naşte Subcarpaţii); avantfosele antrenează în mişcarea lor subsidentă şi o parte din marginile platformelor vecine, cum ar fi cea Moesică, Moldovenească şi Dobrogeană, care între timp se exondaseră.

Fazele medii ale orogenezei alpino-carpatice au mai mult efect de *mişcări pe verticală* sau care *cutează numai zone marginale*. Acum, în fazele *stirică* şi *moldavică,* au loc şi unele distensii locale şi scufundări, în interiorul orogenului în ridicare, formându-se depresiuni intermontane (Transilvania, Panonica) sau depresiuni intramontane (Petroşani, Haţeg etc.).

Fazele finale attică, rodanică şi *valahă* cutează zona avantfosei, având repercursiuni şi în depresiunile interne; ele ridică însă în bloc întregul edificiu alpino-carpato-himalaian care, numai acum, capătă aspect de lanţ muntos. Ridicările antrenează şi avantfosa pe care o transformă în lanţ de dealuri subcarpatice, exondează şi marginile platformelor vecine formând din ele podişuri (Moldova, Dobrogea Sudică) sau câmpii (Câmpia Română), iar depresiunile intermontane sau intramontane sunt şi ele scoase de sub ape şi aduse la nivel de podiş ori dealuri (Depresiunea Transilvaniei, Dornelor etc.), sau de câmpie (Depresiunea Panonică).

Aceste mişcări finale, numite uneori şi *neotectonice* (mai ales cele valahice şi pasadene), au definitivat aspectele generale actuale ale sistemului alpino-carpato-himalaian, dar l-a şi diferenţiat spaţial în domenii regionale geomorfologice; este vorba de fragmente mai mari, iar alteori relativ mici, dintr-un lanţ muntos, care şi-au asociat şi asamblat evoluţia cu teritorii periferice vecine, devenite dealuri, podişuri sau câmpii, şi care, de obicei, au fundament de platformă.

Geosinclinalul (şi apoi orogenul) carpatic a fost o ramură periferică şi arcuită a celui alpin, care în partea sa sud-estică *şi-a înfrăţit evoluţia* cu margini din Platforma Rusă, cu Dobrogea hercinică şi precambriană, cu părţi din Platforma Moesică (Platforma Valahă) şi cu blocuri hercinice existente în Transilvania şi Panonica. Din acest *mozaic de structuri* şi unităţi vechi şi noi, mişcările tectonice complexe au clădit un edificiu nou, armonios, *cercul carpatic,* coborât în trepte morfologice de deal, podiş şi câmpie, atât spre exterior, cât şi spre interior. În asamblarea acestui edificiu un rol important l-au jucat şi variatele procese de eroziune şi acumulare, combinate cu procesele tectonice, precum şi schimbările climatice, ca şi cele de nivel de bază.

4. B. *Relieful României şi tectonica plăcilor*

Apariţia teoriei tectonicii plăcilor, ca o nouă paradigmă a ştiinţelor despre litosferă, a impus şi în geomorfologie explicaţii mai coerente referitoare la repartiţia structurilor fundamentale care compun marile regiuni şi domenii ale reliefului continental. Prin aplicarea acestui concept la teritoriul ţării noastre se lămureşte mult mai sistemic structura generală şi de amănunt, caracterele şi funcţiile Domeniului Carpato-danubiano-pontic. Acesta constituie cadrul şi suportul geografiei fizice a României, iar tectonica plăcilor ne dă o viziune unitară structural-evolutivă, de la nivelul central, compus din microplaca Transilvană şi segmentele inelului carpatic, până la treptele exterioare extracarpatice.

Toate împreună formează un mare sistem teritorial, caracterizat printr-o structură radial-concentrică impusă şi întregului mediu fizico-geografic românesc.

Cadrul global al evoluţiei

Marile domenii şi regiuni geomorfologice continentale s-au restructurat periodic în funcţie de *marile cicluri geodinamice* ale evoluţiei plăcilor terestre, de deschiderea, expansiunea şi închiderea unor oceane (rifturi). La nivel regional, restructurările sunt în funcţie de evoluţia marginilor continentale şi a microplăcilor.

Structura generală morfotectonică a teritoriului României este strâns legată de ultimul mare ciclu evolutiv al plăcilor terestre, cel alpin, care a început, pe de o parte, cu apariţia, expansiunea şi închiderea *Oceanului Tethys* (zeiţa mării la greci), iar, pe de alta, cu deschiderea şi *expansiunea Atlanticului*. Acest ciclu morfotectonic s-a declanşat acum circa 180-200 milioane de ani (mezozoicul inferior, după alţi autori, între triasic şi jurasic), prin despicarea singurului continent care exista, Pangea. Au apărut, astfel, două continente, Laurasia (în nord) şi Gondwana (în sud), iar între ele, Oceanul Tethys. În acesta din urmă, cu funcţie de geosinclinal, se va plămădi orogenul sau lanţul muntos Alpino-himalaian. Închiderea Tethysului şi naşterea orogenului alpin începe la sfârşitul jurasicului şi în cretacic, când s-au născut şi riftul Atlanticului şi cel al Oceanului Indian.

Atlanticul s-a creat din două rifturi iniţiale, unul nordic, ce a împărţit Laurasia în două plăci (şi continente), Euroasia şi America de Nord, şi altul sudic care, la rândul său, a despărţit Africa de America de Sud. Aceste rifturi s-au unit prin Atlanticul de mijloc, devenind unul singur, în formă de S. Plăcile laterale acestui rift încep să crească prin materie oceanică producând efecte de împingere. Astfel, „placa" Atlanticului de Sud *împinge placa Africană spre nord*, iar „placa" nord-atlantică *împinge Eurasia către sud*. În felul acesta Tethysul intră în compresiune şi începe formarea lanţului Alpino-himalaian. Apar şariaje, *desprinderea unor bucăţi din marginile continentale*, formarea de fose cu sedimente de tip fliş care apoi se cutează strâns, alteori se produc deversări de pânze în evantai peste marginile continentale etc. Toate acestea indică scurtarea scoarţei oceanice a Tethysului, prin subducţie şi topire, şi construcţia, în locul său, a orogenului. Unele porţiuni restrânse de scoarţă oceanică sunt totuşi prinse şi obduse (încălecate peste scoarţa continentală), împreună cu flişul foselor, în cicatricile rămase azi sub formă de suturi.

O altă problemă care trebuie avută în vedere este aceea a *marginilor continentale* care limitau Tethysul. Dacă în faza de rift şi ocean în expansiune, contactul continent-ocean era pasiv (*margine pasivă*), în timpul închiderii aceasta devine activă sau labilă (*margine activă*), similară actualelor margini asiatice ale Pacificului. Această labilitate este impusă de compresiunea rezultată din apropierea celor două plăci continentale, Africa (plus India) şi Eurasia. Aceste margini se fragmentează, iau parte la naşterea orogenului – diferenţiat de la un loc la altul şi, pe total, conduc la *formarea munţilor prin* trei mecanisme: subducţie (cu topirea scoarţei oceanice), obducţie şi coliziune.

Pe glob, *modelul tipic de subducţie* îl oferă Cordiliera vest-americană sub care se subduce placa Est-pacifică, mai grea, formată din scoarţă oceanică şi care s-a consumat aproape total. În România, exemplul tipic de munţi creaţi prin subducţie apare în Carpaţii Orientali (şi Nordici), sub care s-a subdus însă tot o placă de tip continental, anume placa Est-europeană (parte a plăcii Eurasiatice). Subducţia s-a făcut sub o microplacă (Panono-transilvană). Ea a urmat, se pare, unei prealabile desprinderi a microplăcii Panono-transilvană din cea Est-europeană, pe aliniamentul unui rift, care a intrat apoi în expansiune, formându-se scoarţă oceanică şi acumulând sedimente. După aceea s-a produs compresia şi subducţia, cu ridicarea şirului masivelor cristalino-mezozoice şi realizarea în estul acestora a unei fose în care s-a depus flişul cretacic. Acesta s-a cutat apoi puternic în procesul subducţiei, s-a format flişul extern, cutat şi acesta, şi fosa

molasei (subcarpatice), în fapt, avanfosa carpatică. În acest ultim timp, din topirea frunții plăcii subduse a apărut lanțul vulcanic oriental, în spatele blocurilor cristaline ridicate, respectiv pe un prim aliniament tectonic, inițial. După aceea procesul geodinamic de subducție s-a oprit, iar plăcile s-au sudat. S-a născut astfel, un lanț muntos linear, format din fâşii paralele, tot mai noi spre est (cu excepția lanțului vulcanic).

Al doilea mecanism de producere a munților, prin *obducție* (obductio = a acoperi din nou), este oarecum invers subducției; crusta oceanică încalecă pe cea continentală. Fenomenul se produce în areal oceanic, în timpul închiderii acestuia, dar antrenează obişnuit şi un acoperiş de crustă sau sedimente continentale. Important este faptul că aceasta din urmă, fiind mai puțin densă, are tendința de a se ridica, blochează subducția şi determină un şariaj al fundului oceanic peste continent, impunând cutarea păturii continentale şi a acoperişului său oceanic. Ia naştere o structură complexă, şariajele au lățimi mari şi asociază ofiolite (roci bazice) cu sedimente oceanice (fliş şi radiolarite), pe grosimi foarte mari. Are loc o orogeneză puternică datorită tendinței părții continentale subduse de a se ridica.

Acest tip de mecanism orogenetic este adesea asociat celui de subducție, iar în România apare mai tipic în Carpații Meridionali, Munții Banatului şi Apuseni.

Cel de-al treilea mecanism este de *coliziune continentală*. Se produce la închiderea unui ocean, când plăcile continentale vecine se apropie. Pe plan global se dă ca exemplu închiderea Tethysului şi apropierea Euroasiei de Africa (plus India). Structurile rezultate sunt foarte complexe şi diferențiate regional. Se produc şariaje, cutări, suturi marcate de ofiolite care penetrează masele sedimentare. Marginile continentale devin active, pot intra mai târziu în coliziune directă cu „continentul" opus, iar sedimentele lor se pot cuta; apar şi subducții şi falii majore al căror joc determină esențial anumite structuri.

Aspecte ale acestui mecanism orogenetic se găsesc şi în România. Ele se referă, se pare, mai mult la partea de *margine activă a plăcii Est-europene* şi nu la Tethysul în sine care nu ajungea până la noi. Aici a avut loc desprinderea microplăcii Transilvano-panonice, care apoi s-a fragmentat şi ea, pe riftul Apusenilor de sud şi est, în cele două microplăci, Transilvană şi Panonică, afectate mai puțin de orogeneza carpatică, cu excepția marginilor acestora. În aceste părți apar şi blocuri hercinice sau mai vechi întinerite. Mai mult, coliziunea continentală poate duce şi la edificii de tip montan care nu provin din fund oceanic adânc, ci din sedimente în strate subțiri şi facies marin puțin adânc, cum ar fi mai ales Subcarpații Getici, în parte şi ceilalți subcarpați.

Pentru conturarea microplăcilor de pe teritoriul României se impune a merge înapoi în timp şi mai mult decât ciclul alpin. Începutul se face cu *conturarea microplăcii Moesice*. Ea a fost unită cu cea Est-europeană până în ciclul orogenetic baikalian (precambrian) când le-a despărțit un rift, care trecea peste Dobrogea Centrală. După o evoluție de expansiune şi apoi contracție, cu orogen şi denudare, fâşia despărțitoare devine craton (Dobrogea Centrală). Pe aceeaşi margine labilă a avut loc apoi şi un ciclu caledonic, care însă nu s-a cratonizat deoarece a fost reluat în ciclul hercinic. Acesta s-a cratonizat şi de la el a rămas Dobrogea Nordică. Extinderea inițială a orogenului hercinic, poate şi cel anterior, baikalian, trecea şi peste arealul actual carpatic, iar în est se prelungea în spațiul Mării Negre. În timpul primelor faze orogene alpine (kimmerice) arealul nord-dobrogean a fost împărțit în două de un rift intracratonic local fixat peste unitatea Niculițel, care despărțea Masivul Măcin de unitatea Tulcea. În jurasicul superior unitățile Niculițel şi Tulcea devin cratoane unite, iar spre nord suferă o fracturare majoră (falia Sf. Gheorghe) pe care se scufundă Depresiunea Predobrogeană. Mişcările kimmerice, specifice şi în Alpi, nu au afectat însă şi Carpații decât prin unele falieri.

Apariția rifturilor baikalian şi caledonic, care au delimitat microplaca Moesică de cea Est-europeană, a stat şi la originea ulterioară a Mării Negre (V. Mutihac, 1990, p. 97).

Aşadar, orogeneza carpatică găseşte placa Est-europeană lipită de microplaca Moesică prin cratoane baikaliano-hercinice.

Istoricul problemei

S-a apreciat că primul care a încercat o aplicare concretă a tectonicii de plăci la Carpați a fost geofizicianul american de origine română C. Roman (1971, 1972), deşi părerile lui contravin unor realități geologice (citat de M. Bleahu, 1976). Tot cam atunci se pot cita o serie de idei geodinamice referitoare la ariile Carpato-balcano-dinarice la R. Ciocârdel şi M. Socolescu (1972). Ulterior se remarcă ipotezele şi conceptele următorilor autori: D. Rădulescu şi M. Săndulescu (1973), M. Bleahu şi colab. (1973), M. Bleahu (1976), N. Herz şi H. Savu (1974), L. Constantinescu şi colab. (1976), Şt. Airinei (1976), M. Săndulescu (1980), care face şi o analiză critică a modelelor anterioare.

În 1990 V. Mutihac, într-o geologie a României (Structura geologică …), ridică noi aspecte ale tectonicii plăcilor, păstrând multe dintre părerile anterioare sau întărindu-le, cum ar fi mezogeizii sau masivele mediane ale lui Ciocârdel şi Socolescu ş.a. De asemenea, C. Grasu (1997) face o mică sinteză a ideilor cu privire la plăcile din România.

Cât priveşte aplicarea teoriei plăcilor la relieful României, aceasta s-a făcut prima dată într-un tratat de geomorfologie (Gr. Posea, 1976) şi într-un articol *Tectonica plăcilor şi relieful* (Gr. Posea, 1976), apoi în 1984 (Gr. Posea*, Evoluția teritoriului României în concepția tectonicii plăcilor*) şi în volumul I (1983) din *Geografia României*.

Din studiile de până acum se poate spune că există un consens în ce priveşte încadrarea teritoriului României la un sistem de plăci şi microplăci. Se recunosc anumite aliniamente de subducție şi resturi de magme bazice (ofiolite) care indică suturi ale unor foste funduri oceanice şi respectiv rifturi ş.a. Există însă păreri şi modele geodinamice diferite în ce priveşte numărul de microplăci, desprinderea acestora din placa Est-europeană sau din cea Africană, apartenența ariilor riftogene la Tethys, sau ar fi fost vorba de arii secundare, oarecum independente, situate în marginea plăcii Est-europene etc.

Sistemul regional al plăcilor carpatice

Sistemul carpatic este tangent arealului alpino-mediteranean. Acesta din urmă, ca rest al Tethysului, a ridicat probleme aparte încă de la apariția teoriei plăcilor. În principal, este vorba de existența şi azi a Mării Mediterane, ca rest vestic al Tethysului, care ar indica faptul că cele două plăci vecine, Europa şi Africa, încă nu s-au ciocnit. Şi atunci, se ridică întrebarea, cum a apărut lanțul alpin ? S-a admis, chiar de către unul dintre întemeietorii teoriei plăcilor, McKenzie (1970)[5], că în fața celor două mari continente au existat plăci mai mici, un fel de masive mediane, de care vorbea şi Ciocârdel împreună cu Socolescu (1972). Acestea s-au desprins din marginea devenită labilă a Africii şi au înaintat mai repede în interiorul Tethysului în restrângere, funcționând ca microplăci. Autorul citat indică trei dintre aceste microplăci: *turcă* (se deplasează şi azi către vest şi sud-vest cu 12 cm/an), *egeeană* (avansează spre sud, sud-vest față de placa Est-europeană) şi *microplaca Mării Negre* (care s-ar deplasa spre nord, ciocnindu-se de o microplacă mult mai mică, cea *transilvană,* pe care însă numai o presupune).

De asemenea, Xavier Le Pichon (1968)[6], cel care a extins teoria plăcilor la întreaga planetă, admite o stare de compresiune între plăcile europeană şi africană situată în lungul Mediteranei. Mai apoi, autori români, sârbi, unguri ş.a. introduc şi alte microplăci,

[5] McKenzie D.P. şi colab. (1970), *Plate tectonics of the Red Sea and East Africa*, „Nature", v. 226.

[6] Citat de M. Bleahu (1973).

indicând şi zone de subducţie, coliziune sau extensie, emiţând însă şi ideea că unele microplăci s-au rupt din marginea plăcii Est-europene.

Există şi părerea că plăcile Est-europeană şi Africană au intrat totuşi în coliziune, fie în fundament, fie prin intermediul unor plăci şi microplăci care au impus subducţii şi fose locale şi regionale, creându-se apoi sectoare montane cu orientări variate. La modul cel mai general se pare că placa Est-europeană este cea care se subduce sub cea africană.

În procesul de restrângere, fundamentul bazaltic al Tethysului a dispărut în mare parte prin subducţie, pe aliniamente de fose (zone Benioff) care azi se observă ca linii de sutură sau falii de fundament. Pe alocuri, şi pe aceste suturi s-au păstrat totuşi resturi de roci bazice (ofiolite) încorporate lanţului alpin şi carpatic.

Restrângându-ne la *România*, ca parte a marelui areal al Tethysului, teritoriul său are *urme evidente* ale *unei geodinamici de tip plăci*. Pot fi citate: dizlocări tectonice de tip plan Benioff, ca cel pe care se produc cutremurele vrâncene, lanţul vulcanic din spatele Orientalilor, aliniamente de ofiolite care indică foste zone de fund oceanic, depresiunea de tip fosă de la exteriorul Curburii Carpaţilor unde sedimentele ating 17 km grosime, aliniamentele de tip fliş care au fost depuse în fose de subducţie. La acestea se adaugă unele argumente geofizice cum ar fi morfologia discontinuităţii Moho (fig. 3) sau anomaliile gravimetrice (anomaliile de minim presupun contacte între plăci).

Numărul plăcilor – microplăcilor care afectează teritoriul României variază după autori între 3-5. Acestea sunt: placa *Est-europeană* (parte a Euroasiei, numită local şi placa sau platforma Moldovenească), în partea de est-nord-est, care pătrunde prin subducţie sub Carpaţii Orientali (şi Nordici); *microplaca* (subplaca) *Moesică*, în sud şi sud-est, pătrunde uşor sub Meridionali şi Munţii Banatului, iar în est se continuă şi peste Dobrogea, dar după alţi autori numai până la falia Dâmboviţa – Fierbinţi-Târg (est de Bucureşti şi sudul Dobrogei); *microplaca Mării Negre*, în sud-est, în dreptul Curburii Carpatice, situată între falia Fierbinţi şi falia Sf. Gheorghe – gura Trotuşului; *microplaca Transilvană* şi *microplaca Panonică,* cuprinse la unii autori în aşa-zisa microplacă *Intraalpină* (fig. 4 şi 5).

În ce priveşte microplaca Mării Negre, admisă obişnuit numai de geofizicieni, pentru ea a fost identificat totuşi un plan Benioff activ pe care se face subducţia, cu o înclinare de 55-60^0, sau aproape de verticală, adică numai coliziune fără subducţie. Pe acest plan sunt localizate cutremurele vrâncene. Ea nu reprezintă o placă unitară, ci un amalgam implicând părţi din cea Moesică şi cratoane baikaliano-hercinice.

Pentru explicarea structurii actuale a Domeniului Carpato-danubiano-pontic sau, altfel spus, pornind de la structura sa actuală, admiterea celor 4 microplăci, alături de placa Est-europeană, este absolut indicată. De asemenea, *poziţia centrală a microplăcii Transilvane*, faţă de toate celelalte, reprezintă un aspect esenţial în explicarea structurii carpato-danubiano-pontice şi justifică existenţa a patru microplăci plus placa Moldavă. Ciocnirea sau coliziunea, cu sau fără subducţie, a plăcilor din jurul celei Transilvane cu aceasta *a impus câte un sector montan*, fiecare cu altă structură. Aceste sectoare diverse s-au reunit, în timp, în cercul carpatic peritransilvan. În procesul evoluţiei, marginile microplăcilor au devenit labile şi au fost implicate variat în orogeneză.

Evoluţia paleogeografică

• *Începutul geodinamicii carpatice* s-a făcut în triasic, o dată cu declanşarea închiderii Tethysului, când marginea platformei Est-europene (şi Moesice) a devenit labilă; din ea s-a rupt subplaca Intraalpină pe un aliniament de tip rift intracontinental. Despicătura se alungea, se pare, până către Marea Egee, în faţa căreia microplaca Transilvano-panonică se continua cu alte porţiuni similare din care a rămas azi Masivul Rhodoppi din sudul Balcanilor (fig. 5).

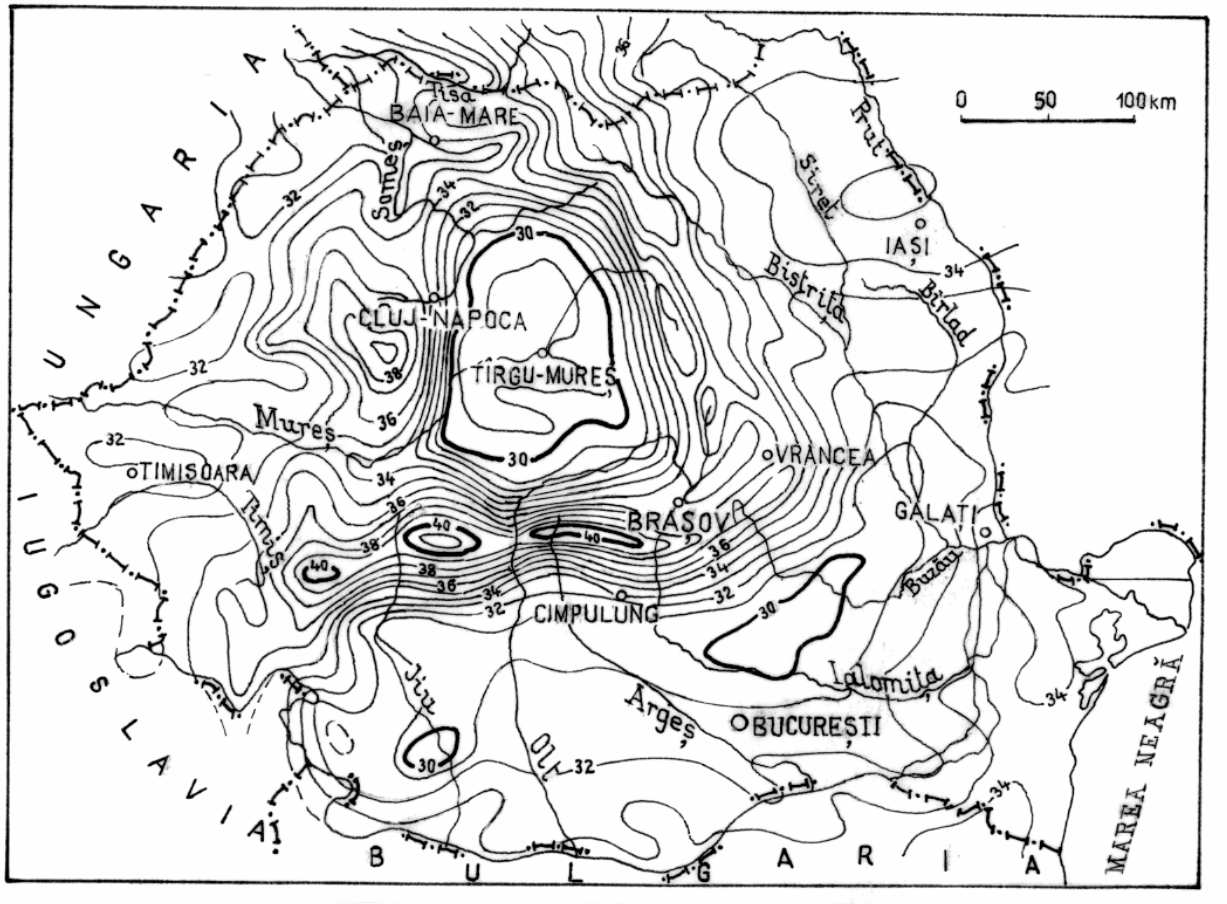


Fig. 3 – Relieful suprafeței Moho (după M. Socolescu ş.a.); cifrele (29-41) reprezintă adâncimea la care se găsește suprafața Moho, în km

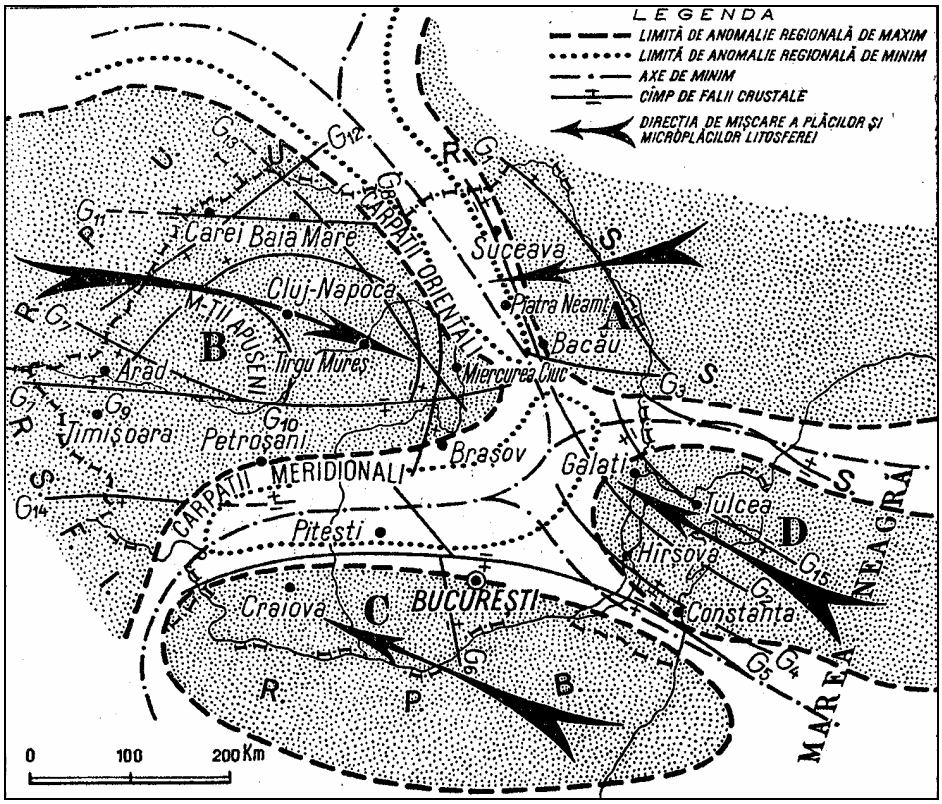


Fig. 4 – Schema plăcilor şi microplăcilor de pe teritoriul României în prezent, documentate de anomalii gravimetrice (Șt. Airinei, 1977). A. partea sud-vestică a plăcii euroasiatice; B. Segmentul nord-estic al microplăcii intraalpine; C. partea nordică a microplăcii Moesice; D. segmentul vestic al microplăcii Mării Negre

După o perioadă de expansiune secundară, „oceanul" se închide prin subducție în jurasicul mediu, când s-au format aşa-numitele pânze transilvane, marcate geologic prin *sutura transilvană*. Acum începe o restrângere, cu *efecte de curbare*, a arealului orogen carpato-balcanic, impus de apropierea Europei de Africa, respectiv de expansiunea Atlanticului . Sutura amintită trece prin nord-estul Depresiunii Transilvaniei, unde este mascată de eruptiv neogen nordic, apoi se abate către est pe falia Someşului Mare, intră sub vulcanitele neogene sudice, până la vest de Perşani, se abate şi aici către est pe falia sud-transilvană şi înconjoară aşa-zisa pânză de Piatra Mare-Postăvaru-Bucegi-Leaota-Piatra Craiului; urmează falia din estul masivelor Iezer-Păpuşa (care face limita cu Meridionalii) şi se continuă prin nordul Meridionalilor, unde este corelată cu zona de solzi ce trece prin nordul munților Cibin-Sebeş şi ajunge la aliniamentul Sasca-Moldova Nouă.

- O nouă fâşie de rift – *riftul central carpatic* – situat în marginea plăcii Est-europene, se formează în jurasicul mediu. Acum *se fracturează şi subplaca Intraalpină*, în două: Transilvană şi Panonică, prin naşterea *riftului din sud-estul Apusenilor* (Munții Mureşului).

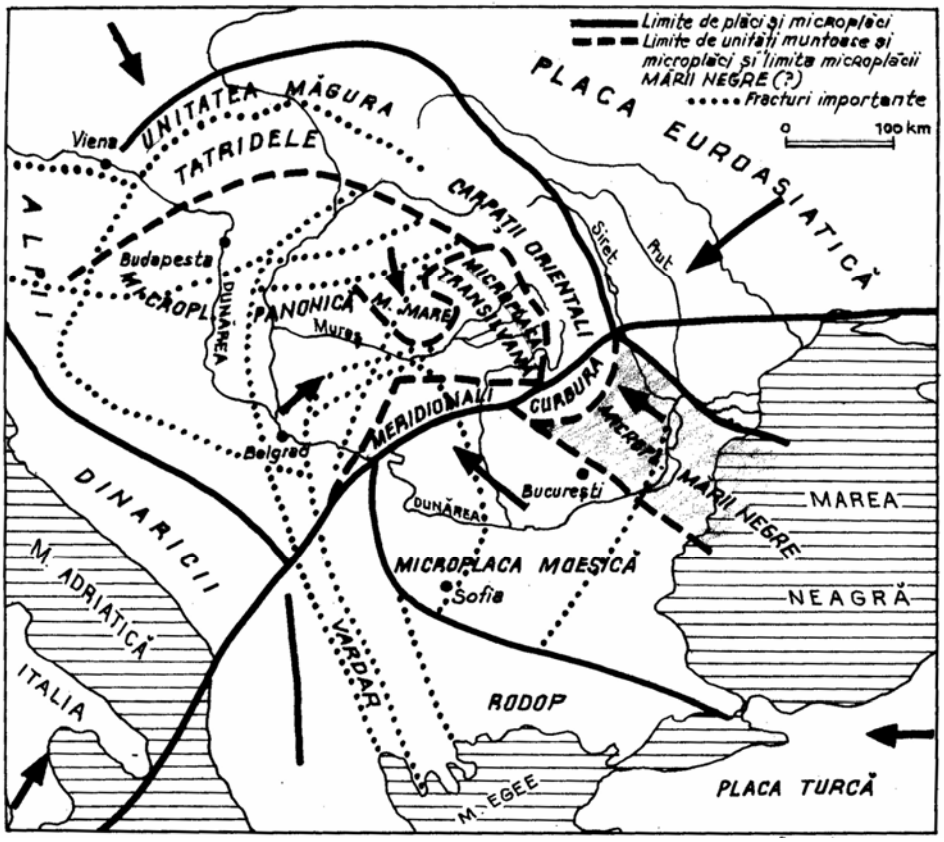


Fig. 5 – Situația tectonicii plăcilor în spațiul Carpato-Balcano-Dinaric (după diferiți autori)

Din placa Est-europeană se desprinde *fâșia cristalinului central-est carpatic* (care după închiderea riftului a dat naștere munților Maramureșului, Rodnei, Bistriței, Hăghimaș și Perșani) și unitatea de Leaota-Bucegi-Piatra Mare. Rezultă că fâșia cristalină respectivă se alipise, prin sutura transilvană, la microplaca Transilvană, ca și unitățile cristaline getice și supragetice ale Meridionalilor (acestea lipite și la microplaca Panonică).

În *orogeneza austrică*, din cretacicul mediu, subducția plăcii Est-europene se va relua, va ridica fâșia cristalină și, în fața sa, se formează *fosa flișului intern* pe fund de tip oceanic. Peste fliș încalecă pânzele bucovinice (cristalinul central-est-european) și, la Curbură, pânza de Leaota-Bucegi-Piatra Mare. În *orogeneza laramică* (cretacicul superior) se cutează flișul intern, respectiv pânza de Ceahlău și pânza de Teleajen, care reprezintă totodată *sutura central-est-carpatică*.

În *Carpații Meridionali orogeneza laramică* a fost mai puternică, afectând major și ariile marginale labile ale plăcilor Moesică și Transilvană. Închiderea s-a făcut prin încălecarea *pânzei Getice* peste un *autohton* (se pare moesic), implicând și *flișul de Severin,* născut în fosa dintre autohton și getic. Procesul a început însă și aici în faza austrică.

- În continuare, nu s-au mai produs rupturi de tip rift în *marginile labile ale plăcii* continentale Est-europene, dar părți importante din aceste margini au intrat totuși în

structura orogenului carpatic. Pe aceste structuri labile s-au format: *flişul extern* (cutat în faza stirică) şi *molasa subcarpatică*, ambele terminându-se la falia Dâmboviţei.

Fosa întregului fliş s-a realizat, se pare, în timpul riftogenezei central-carpatice, dar cu două compartimente: flişul intern pe fundament de tip oceanic (ofiolite) şi cel extern pe fundament continental (căzut în trepte din fâşia labilă a părţii de vest a plăcii Est-europene), despărţite de Cordiliera Cumană (o treaptă mai înaltă a părţii de vest a fâşiei labile continentale). Alimentarea cu sedimente a compartimentului flişului extern s-a făcut la început din est (dovadă resturile de şisturi verzi de tip dobrogean). Dar, cu începutul paleogenului, când cordiliera dispare, iar flişul intern se cutează şi se înalţă, şi aici sedimentele vor veni din vest (de pe cristalin şi flişul intern); acum se vor depune şi cele mai groase strate de gresii, în flişul extern. Ca structurare tectonică, flişul intern se compune din două pânze, împinse către est, pânza de Ceahlău şi cea de Teleajen, iar flişul extern (cutat la începutul miocenului) are trei pânze: Audia (dominată de gresia de Prisaca-Siriu), Tarcău (dominată de gresia de Tarcău) şi Vrancea (cu gresia de Kliwa, din oligocen).

În *arealul Meridionalilor*, în afară de molasa Depresiunii Getice, marginea labilă a plăcii Moesice cuprinde şi autohtonul danubian, de care nu s-a separat decât prin fracturare şi nu prin rift.

- A doua zonă de rifting continental, apărută cam în acelaşi timp cu cel central-carpatic, a despărţit placa Transilvană de cea Panonică şi îşi are urmele în *sutura vest-carpatică* sau *Apusenii Sudici*. Cicatrizarea acestui „ocean" s-a produs în faza austrică şi s-a desăvârşit în cea laramică. Pe lângă naşterea unui *orogen sud-Apusean*, o dată cu închiderea acestui „ocean", el a influenţat şi marginea labilă est-Panonică, producând *încălecări de pânze* (Codru şi Biharia) peste autohtonul de Bihor. În această parte a avut loc şi o deplasare către est a Apusenilor de Nord, pe falia Plopiş, încălecările de pânze fiind o urmare a subîmpingerii plăcii Transilvane (V. Mutihac, 1990).

La nord de falia Plopiş, apare aşa-numitul *prag Şimleu*. Acesta a fost puţin deformat în orogenezele alpine, ca şi placa Transilvană şi Panonică, dar el este ceva mai ridicat şi cu *mici horsturi la zi* (Meseş, Măgura Şimleu, Ţicău, Preluca şi Culmea Codrului).

- *Mişcările verticale*

Atât platformele cât şi zonele de riftogeneză suportă şi mişcări verticale, de înălţare sau/şi de coborâre. *Platformele* au o mobilitate verticală mai redusă, dar coborârea lor este dovedită de cuverturile sedimentare, uneori foarte groase, iar înălţările de lacunele stratigrafice sau de altitudinea actuală, în unele cazuri mult peste nivelul peneplenizării soclului cristalin. Spre exemplu, Hoggarul (Ahaggar) din Africa, ce urcă la 3000 m. De altfel, plăcile de la noi, cu excepţia Dobrogei de Nord şi Centrale, având pături sedimentare şi lacune, iar azi fiind uscaturi, unele chiar podişuri, dovedesc mişcări alternante de coborâre şi ridicare. Ba chiar, unele lacune care se aliniază şi anumitor suprafeţe de eroziune sau simplu, unor reliefuri fosilizate, par a fi în raporturi directe cu înălţările din Carpaţi, alteori suportând lăsări izostatice, în compensare.

În cadrul *zonelor de riftogeneză şi orogeneză,* mişcările verticale sunt mult mai accentuate şi ele par a fi, înainte de toate, o componentă verticală a deplasărilor orizontale ale plăcilor şi microplăcilor, cu variaţii în fazele de distensie şi în cele de compresie. La rifturile continentale părţile axiale se afundă, iar fâşiile de margine se ridică. De asemenea, trebuie reţinut că o dată cu faza de orogen, scoarţa continentală a locului se înrădăcinează puternic în manta. Aceasta fiind mai densă impune o reechilibrare izostatică cu orogenul pe care îl face să se înalţe. În Carpaţi există mai multe nivele şi suprafeţe de eroziune care urcă până la 2300 m, dovedind înălţări periodice, importante cel puţin după badenian. Sunt şi alte argumente care susţin astfel de mişcări, cum ar fi

înălţarea pietrişurilor de Cândeşti până la 1000 m în Măgura Odobeşti, grosimea enorm de mare a sedimentelor din arealul Focşani etc.

Deplasarea plăcilor şi ramurile carpatice

Lanţul carpatic s-a născut din acelaşi aliniament de rift cu Balcanii, un rift secundar faţă de Tethys, despicat în marginea labilă a plăcii Est-europene continuată în sud cu microplaca Moesică. În faţa riftului s-a desprins o subplacă Transilvano-panono-rhodoppă. După o perioadă de expansiune a riftului, are loc închiderea, dar şi restrângerea lungimii sale prin curburi, formate în raport de unele microplăci, ca cea Moesică şi cea Transilvană.

În felul acesta, aliniamentul riftogen s-a împărţit în *sectoare cu condiţii regionale diverse*. Rezultatul orogenezelor carpatice a fost nu un lanţ linear şi unitar, ci sectoare montane cu structuri şi orientări diferite, în funcţie de modul şi locul de coliziune al microplăcilor din faţa plăcii Est-europene.

Carpaţii Orientali au rezultat prin coliziunea plăcii Est-europene, pe un aliniament NV-SE, cu microplaca Transilvană (iar cei Nordici cu Microplaca Panonică). Coliziunea a început cu fazele orogene austrică şi laramică, prin subducerea plăcii Est-europene sub părţile cristaline labile rupte din microplaca Transilvană, prin încălecarea cristalinului peste flişul intern, iar mai târziu prin cutarea flişului extern şi în final a molasei din avanfosa carpatică. În această ultimă parte (între buglovian-pliocen), fruntea subdusă a plăcii Moldave, ajunsă la adâncimi de circa 135-165 km, începe să se topească şi expulzează lave acide pe aliniamentul ruptural iniţial din spatele cristalinului oriental, formând şirul vulcanic.

S-a născut astfel un segment muntos destul de lat, format din fâşii structural-petrografice paralele, dar diferite ca vârstă, litologie şi structură. Linia masivelor cristaline este cea mai veche; urmează apoi aliniamentele de tip culmi-obcine din fliş cretacic, cele din fliş paleogen şi, în fine, Subcarpaţii, iar în vest lanţul vulcanic. Structura aceasta linear-paralelă suferă o mică deplasare spre est pe falia Someşului Mare şi se menţine ca atare până la Trotuş şi Depresiunea Braşovului. De aici, chiar ceva mai de la nord (pe linia înşeuărilor din nordul munţilor Perşani –Baraolt – Bodoc – Nemira şi Berzunţ – vezi fig. 10, falia G7), direcţia fâşiilor amintite se curbează către sud, sud-vest şi chiar vest, putând fi urmărite până la valea Dâmboviţei. Între Trotuş şi Dâmboviţa se schimbă deci direcţia de aliniere a structurilor, ba chiar şi structurile în sine şi mai ales structura geomorfologică.

Carpaţii Curburii au căpătat astfel altă structură geomorfologică şi chiar geologică. Aici, din punct de vedere tectono-structural se întâlneşte o interferenţă între Orientali şi Meridionali. Aliniamente tectonice din ambele părţi se extind şi la Curbură, impunând o structură în tablă de şah. De exemplu, una dintre faliile crustale ale Meridionalilor trece pe la Bran-Braşov-Trotuş, în timp ce flişul de tip oriental o depăşeşte, în arc de cerc, mergând până la Dâmboviţa. Pe de altă parte, în vestul Curburii apare pânza unităţii Piatra Craiului-Bucegi-Piatra Mare (echivalentă cu cristalin-mezozoicul oriental), care în faza austrică a încălecat peste flişul intern. O dată cu încălecarea către est, unitatea a suferit o cutare largă, apărând două sinclinale mari, Piatra Craiului-Dâmbovicioara-Codlea-Vulcan şi sinclinalul Bucegi-Postăvaru-Piatra Mare, separate de ridicarea cristalinului în Leaota. În faza laramică, marginea de vest a pânzei a fost încălecată de Meridionali pe *falia Iezer-Păpuşa*, care separă tectonic Curbura de Meridionali.

La această alcătuire tectono-structurală aparte a Curburii s-a ajuns prin deplasarea microplăcii Moesice, în jurasic şi mezocretacic, către vest-nord-vest, împingând şi sectorul Munţilor Meridionali al geosinclinalului carpatic în aceeaşi direcţie şi poziţionându-l est-vest. A rămas astfel un sector de tranziţie, la început slab afectat de

înălțări, între Trotuş şi Dâmbovița, influențat de ambele sectoare vecine, dar formându-şi şi caractere proprii.

În această parte, o dată cu începutul opririi subducției plăcii Moldave sub Orientali, se conturează, în dreptul Curburii, *microplaca Mării Negre*. Ea a fost desprinsă din cea Moesică, oprită din deplasare, pe linia de fractură Dâmbovița – Fierbinți-Târg. Microplaca Mării Negre, împinsă se pare de subplăcile Turcă şi Arabă, se deplasează spre nord-vest, către curbura flişului oriental, respectiv către un colț al microplăcii Transilvane. S-a format aici un plan Benioff curbat, pe care fruntea microplăcii Mării Negre se subduce cu o înclinare de circa 60^0. Peste ea se revarsă flişul arcuit al Curburii, lăsând în spate falia profundă Bran-Braşov-Oituz, iar în față luând naştere o „fosă" subsidentă (Focşani). Despicătura braşoveană, din spate, s-a lărgit apoi prin distensie, umplându-se cu sedimente în principal fluviatile, devenind larga Depresiune a Braşovului. Subducția este funcțională şi azi, dovadă fiind cutremurele vrâncene.

Sectorul Curburii, care cuprinde şi un sector subcarpatic de asemenea aparte față de ceilalți subcarpați, este cel mai nou segment montan carpatic. El se impune printr-un arc de masive montane, extins între Trotuş şi Dâmbovița, unde este deplasat cu 15 km mai la sud față de Munții Făgăraş. *Arcul Curburii* este completat cu subcarpații săi, de asemenea curbați, care au suferit chiar în cuaternar înălțări de circa 1000 m, dovadă pietrişurile de Cândeşti din Măgura Odobeşti. Totodată, acest sector are pe margini, mai ales către Braşov, o treaptă mai joasă de munte, *Clăbucetele*. Acestea, fiind lipite de Depresiunea Braşovului (care, concomitent cu înălțările montane, a suferit şi suportă în continuare lăsări subsidente) au rămas mai puțin înalte (1000-1200 m), ca şi latura montană nordică a depresiunii (*Obcinele Braşovului*). Influențele microplăcii Mării Negre se resimt aşadar până în *latura nordică a Depresiunii Braşov*, motiv pentru care şi această latură, împreună cu depresiunea, face parte din Carpații Curburii. De asemenea, *gruparea Piatra Craiului-Bucegi-Piatra Mare* aparține Curburii; geologic, pânza respectivă este specifică Orientalilor, dar poziția şi structura geomorfologică o plasează la Curbură. A admite Subcarpații Curburii până la Dâmbovița, dar Carpații Curburii numai până la Prahova, este o soluție care separă forma (Subcarpații dintre Prahova şi Dâmbovița) de geneza sa.

Carpații Meridionali au o structură din mari blocuri cristaline aliniate est-vest. Sunt formați din cristalin Autohton (Danubian) şi pânza Getică, plus o pânză Supragetică. Au luat naştere prin coliziunea microplăcii Moesice cu cea Transilvană, după ce prima se deplasase mult către nord-vest, împingând către nord sectorul corespunzător al zonei carpatice de riftogen, deschis în jurasicul mediu.

Autohtonul s-a rupt din marginea labilă a microplăcii Moesice, iar Geticul şi Suprageticul, din cea Transilvană. Între ele s-a interpus flişul de Severin, suprapus inițial unei scoarțe şi fose oceanice. În mezocretacic, Autohtonul s-a subdus sub pânza Getică, iar ulterior s-a înălțat puternic (la vest de Olt) devenind un element important al structurii Meridionalilor. Din el sunt formate masivele: Parâng, Retezat, Vâlcan, Munții Cernei, Almăj (din Banat) şi Podişul Mehedinți.

Pânza Getică, după structurare, a fost erodată puternic, peste Autohton rămânând în prezent numai peticul de acoperire Godeanu. În rest ea constituie masivele: Măgura Codlei, Iezer-Păpuşa, Munții Căpățânii, Cindrel, Sebeş, Muntele Mic şi sudul Munților Poiana Ruscăi, Semenic, parte din Almăj şi arealul Reşița-Moldova Nouă.

Suprageticul, inclus adesea la Getic, cuprinde masive prealpine rupte din microplaca Transilvană şi un areal fost al fâşiei de expansiune din care au rezultat „cutele

solzi", prinse azi între Getic şi Supragetic.[7] Arealul prezent al Suprageticului înglobează: Culmea Făgăraş, părţile de nord-vest ale Cindrelului şi Sebeşului, nordul Masivului Poiana Ruscăi, plus Drocea şi Locva (din Banat).

Încălecarea pânzei Getice a început în faza austrică, atunci când înaintează peste flişul de Severin (suprapus crustei oceanice) şi s-a desăvârşit în faza laramică (sfârşitul cretacicului – paleocen), când flişul şi unele ofiolite obduse intră în coliziunea cu autohtonul pe care îl încalecă.

Ultimele mişcări de cutare au afectat numai *Depresiunea Getică*. Acestea au fost mişcările moldavice, din sarmaţianul inferior. Ele au impus cutarea sedimentelor Depresiunii Getice mai vechi ca sarmaţianul mediu şi încălecarea acestora (inclusiv a fundamentului carpatic al avanfosei Getice) peste formaţiunile platformei Valahe, care s-a subdus. Încălecarea s-a făcut pe falia pericarpatică (identificată prin foraje). La zi, aceste structuri cutate apar numai în câteva locuri din *Subcarpaţii Olteniei*: anticlinalul Govora-Slătioara (la nord de care este sinclinalul Horezu), anticlinalul Ocnele Mari (mai la nord este sinclinalul Râmnicu Vâlcea–sud), anticlinalul Săcel-Gorj. În rest totul e acoperit de sedimente sarmato-pliocene necutate. La est de Olt aflorează mult paleogen, dar monoclin (cu excepţia anticlinalului Măţău), deoarece stă pe un fundament carpatic mai ridicat, mai ales între Argeş şi Dâmboviţa, unde avansează mai mult spre sud, sub mio-pliocen, formând un *prag* între Depresiunea Getică şi cea Valaho-Moldavă.

Munţii Banatului au avut o evoluţie relativ comună cu Meridionalii, dar au rezultat din coliziunea microplăcii Moesice (frontul său vestic) cu cea Panonică. Compresia de aici a fost mai mică decât la Meridionali, deoarece microplaca Panonică înfrunta, mai la nord, şi pe cea Transilvană. În plus, riftogenul Metaliferilor a creat, se pare, în jur areale de distensie. Ca urmare, Munţii Banatului au rămas mai puţin înalţi decât Meridionalii. Totodată, sunt singurii Carpaţi care nu au o latură comună directă cu microplaca Transilvană. Ei reprezintă un diverticol carpatic ce face legătura cu Balcanii.

Munţii Banatului se remarcă şi prin banatitele laramice, ca manifestare finală a structurării munţilor (Meridionali inclusiv). Ulterior au suportat numai mişcări rupturale, înălţări şi unele lăsări în depresiunile zise posttectonice. Banatitele (din paleocen) apar pe trei aliniamente: a) Moldova Nouă-Sasca-Oraviţa-Bocşa Română-Nădrag; b) Berzasca-Şopot-Poiana Ruscăi; c) în estul Semenicului (Lăpuşnicel-Teregova-Armeniş); domină de obicei corpuri mici intrusive (silluri, filoane, dykeuri).

Munţii Apuseni au o poziţie aparte faţă de geosinclinalul sinuos al restului Carpaţilor (Orientali-Banat). Ei au rezultat din evoluţia unui rift intracontinental deschis între microplăcile Transilvană şi Panonică (*Apusenii Sudici*), apărut în jurasic, şi din coliziunea celor două plăci, cu formarea de pânze tectonice în faza austrică şi puţin în laramică. În acest proces, microplaca Panonică a avansat din vest sau nord-vest către est-sud-est, iar cea Transilvană a opus rezistenţă impunând fracturi ale marginii plăcii vecine, alunecări şi desmembrări ale unor strate sedimentare, îndeosebi calcarele jurasice.

Urmele riftului şi geosinclinalului rezultat se găsesc azi în aliniamentul numit uneori *Apusenii Sudici*, cu resturi reduse de cristalin (în Trascău şi Rapolt), cu o masă foarte mare de ofiolite (oceanice) întinsă între Arieş (şi afluentul său Hăjdate) şi Munţii Drocea (dominaţi de ofiolite), pe aproape 200 km, adică în Munţii Metaliferi şi Trascău. La acestea se alătură şi sedimentar prelaramic, fliş mai puţin tipic, câteva corpuri magmatice (intruse mai ales în ofiolite), vulcanite neogene şi sedimentar postlaramic în depresiunile intramontane. După volumul mare de ofiolite rezultă că, la închiderea zonei

[7] Zona de solzi este, se pare, o continuare a suturii transilvane şi analogă pânzei flişului de Severin. Împreună cu pânza Getică şi Suprageticul, s-a structurat în mezocretacic.

riftogene, consumul de scoarță oceanică a fost mai redus, deoarece nu era tangent cu o placă, ci se afla între două microplăci. Ba mai mult, ofiolitele rămase au fost obduse în faza austrică spre autohtonul de Bihor pe care se mula, formând pânza de Drocea (V. Mutihac, 1990, p. 362).

Apusenii de Nord, care s-au format din marginea labilă a plăcii Panonice, au similitudini tectono-structurale cu ceilalți Carpați. Sunt formați dintr-un autohton (Bihor) şi două complexe de pânze de încălecare, Codru şi Biharia. Autohtonul cuprinde azi munții Pădurea Craiului şi Gilău-Muntele Mare, având în Vlădeasa un fost graben umplut apoi cu banatite laramice. Pânzele de Codru, formate din sedimentar şi cristalin, au suferit de asemenea fracturări, apărând azi în horsturile Codru-Moma, Pădurea Craiului şi Bihor. Pânzele de Biharia sunt numai din cristalin (pânze de soclu) şi cuprind Munții Highiş (Zarand), sud Bihor, sud şi est Gilău şi arealul Baia de Arieş. Ele mulează deci autohtonul, peste care încalecă, cu precădere, către nord.

Atât Apusenii Sudici, cât şi cei Nordici, ca structuri tectonice orogene, sunt limitați la nord de falia munților Plopiş-Carei în lungul căreia Apusenii Nordici s-au deplasat către est. Spre microplaca Transilvană ei se delimitează tot printr-o falie, sutura vest-carpatică, cu direcție nord-sud, care merge între faliile Plopiş (nord) şi falia sud-Transilvană (trece în lungul Mureşului şi nordul Meridionalilor). Această sutură vest-Carpatică (situată la vest de Alba Iulia) pare a fi, după Airinei (1979), fost plan Benioff, cu o înclinare de circa 30^0, oarecum paralel cu cel oriental.

Din structurile menționate mai sus şi forma curbată a fostului geosinclinal al Apusenilor Sudici (Metaliferi – Trascău) rezultă că acesta putea fi inițial (ca rift şi perioadă de expansiune) alungit linear între cele două microplăci, Panonică şi Transilvană. În orogeneza austrică, o dată cu închiderea şi şariajele ce au urmat, blocul Panonic, prin Apusenii Nordici (autohton şi pânze), avansează spre sud-est pe falia Carei-Plopiş, produce curbarea Apusenilor Sudici, împărțindu-i structural în două segmente (Metaliferi şi Trascău) şi forțează încălecări peste autohtonul de Bihor, inclusiv pânza de Drocea cu ofiolite. În legătură cu aceasta din urmă se remarcă şi olistolitele calcaroase (ca cel din Vulcan şi cele din sudul Bedeleului), rupte din pătura calcaroasă a pânzei de Drocea – Trascău. Aceste blocuri au fost apoi însedimentate în roci moi, care ulterior au fost erodate mai rapid.

Ultimele deformări tectonice au avut loc în miocen şi au fost numai de natură rupturală, cu rejucări de falii obişnuit mai vechi, înălțări şi unele coborâri. Aşa au luat naştere, în Apusenii Sudici, depresiunile postectonice Brad-Săcărâmb, Almaş-Zlatna şi Roşia Montană. Spre sfârşitul miocenului apar şi erupțiile neogene, folosind tot falii mai vechi.

Cercul carpatic s-a născut din îndoirea a două arii riftogene situate în marginea labilă a plăcii est-Europene (cel carpato-balcanic şi cel apusean), fenomen ce a prins la mijloc microplaca Transilvană. Pe laturile ei labile, aceasta s-a ciocnit, în perioada de închidere, cu placa Est-europeană şi cu celelalte microplăci, care sunt (în ordinea vechimii lor): Moesică, Panonică şi a Mării Negre. Din ciocnirea cu fiecare din aceste plăci, s-a născut câte un segment montan cu altă structură, cel mai complex fiind sectorul Munților Apuseni. Excepție fac Munții Banatului, un diverticol al Meridionalilor, născut din ciocnirea microplăcilor Moesică şi Panonică.

Sudarea segmentelor carpatice în jurul microplăcii Transilvane a format un inel montan unitar ca formă şi în bună parte şi ca evoluție ulterioară, care şi-a impus structura sa, radial-concentrică, şi peste unitățile vecine pe care şi le-a apropiat ca evoluție.

Bibliografie

Airinei Şt. (1977), *Microplăcile litosferice pe teritoriul României reflectate în anomalii gravimetrice regionale*, „St. cerc., geol. geof. geogr., Geofizică", 15, 1.

Airinei Şt. (1979), *Teritoriul României şi tectonica plăcilor*. Colecţia „Ştiinţa pentru toţi", Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.

Bleahu M. (1976), *Structural position of the Apuseni Mountains in the Alpine System*, „Rev. roum., G.G.G., Géologie", 20.

Bleahu M. (1983 şi 1989), *Tectonica globală*, vol. I şi II, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.

Bleahu M., Bocalleti M., Manetti M., Peltz S. (1973), *Neogene Carpathiens Arc*, „Jour. Geophys. Res." 78, 23, Richmond, U.S.A.

Ciocârdel R., Socolescu M. (1972), *Aspects of the Carpathian-Balkanic-Dinaric and Central Mediteraneean areas Geodinamics*, „Rev. Roum. G.G.G., Géophysique", 16, 2.

Constantinescu L. şi colab. (1976), *Recent seismic information of the litosphere in Roumania*, „Rev. roum., G.G.G., Geoph.", 20, Bucureşti.

Cornea I., Lăzărescu V. (1980), *Tectonica şi evoluţia geodinamică a teritoriului României*. Comit. de Stat pentru Energia Nucleară, Centrul de fizică a Pământului şi seismologie, Bucureşti.

Grasu C. (1997), *Geologie structurală*, Editura Tehnică.

Herz N., Savu H. (1974), *Plate tectonics history of Romania*, „Géol. Soc. Am. Bull.", 83, Washington, D.C., U.S.A.

Mutihac V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică.

Posea Gr. (1976), *Tectonica plăcilor şi relieful*, În ajutorul profesorului de geografie, SSGR, vol. IV, Bucureşti

Posea Gr. (1984), *Evoluţia teritoriului României în concepţia tectonicii plăcilor*, „Comunicări şi referate de geografie", SSGR, filiala Bucureşti.

Posea Gr. şi colab. (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Rădulescu D. (1973), *Plate-tectonics in Tertiary Areas. An exemple: The Carpathians*. Simposium Volcanism and metalogenesis, Bucureşti.

Rădulescu D., Săndulescu M. (1973), *The plate tectonics concept and the geological structure of the Carpathians*. „Tectonopysics", 16, Amsterdam.

Savu H. (1980), *Genesis of the Alpine Cycle ophiolites from Romania and their associate calc-alkalino volcanics*, „An. Inst. Geol. şi Geofiz.", LVI, Bucureşti.

Săndulescu M. (1980), *Analyse géotectonique des chaines alpines situées autour de la Mer Noire Occidentale*. „An. Inst. Geol. şi Geofiz.", LVI, Bucureşti.

Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*. Editura Tehnică.

x x x (1983), *Geografia României*, vol. I, Editura Academiei R.S.R.

Capitolul IV

SISTEMUL GEOMORFOLOGIC AL TERITORIULUI ROMÂNIEI
(Domeniul Carpato-danubiano-pontic)

Elementele morfostructurale ale spaţiului românesc sunt conexate într-un sistem geomorfologic, ce a fost numit, în structura sa geografică generală, *Domeniul carpato-danubiano-pontic*. El s-a născut din procesul ciocnirii câtorva microplăci terestre, care s-au echilibrat prin centrarea lor pe microplaca transilvană şi *naşterea Coroanei carpatice*.

Sub comanda înălţărilor carpatice s-a născut apoi *o serie de alte trepte de relief concentrice*, având la mijloc *Depresiunea Transilvaniei*. A apărut astfel *structura concentrică a Domeniului*, ale cărei extremităţi sunt marcate de cercul de văi al Tisei, Dunării şi Nistrului.

Fâşiile concentrice sunt însă străbătute, ca şi inelul carpatic, de *aliniamente tectono-morfologice radiale*, care diferenţiază fiecare treaptă în segmente şi subsegmente. Se realizează, pe total, o *structură radial-concentrică*. Ea impune funcţiuni economico-sociale specifice, care au avut şi au importanţă hotărâtoare în ceea ce priveşte raportul dintre teritoriu şi popor sau dintre geosistem şi sociosistem.

Câteva probleme generale

Pentru înţelegerea unităţii şi funcţionalităţilor socio-economice ale geosistemului Carpato-danubiano-pontic, ca şi pentru înţelegerea rolului jucat de acest sistem în unitatea şi permanenţa poporului român, închegat pe acest teritoriu, este nevoie să cunoaştem, mai întâi, *sistemul de bază al mediului geografic – relieful* sau sistemul geomorfologic.

Totodată, una dintre preocupările actuale ale geomorfologiei regionale este, sau trebuie să devină, *descifrarea structurilor regional-continentale* şi a mecanismelor lor de formare. În această direcţie, un sprijin real îl oferă teoria tectonicii plăcilor şi teoria sistemelor. Încercăm, o asemenea descifrare pentru teritoriul României, teritoriu care coincide în mare cu o unitate regional-europeană de tip *sistem geografic complex, Domeniul Carpato-danubiano-pontic*. Plăcile terestre, spaţii mai restrânse din teritoriul lor, sau teritoriile dintre plăci se reorganizează periodic în cadrul unor mari *cicluri evolutive geodinamice*. Rezultă, ca urmare, noi structuri, locale sau mai generale, ale scoarţei. Ca reflex, la suprafaţă *se încheagă noi morfostructuri şi noi unităţi de relief*, grupate în *noi domenii geomorfologice*. Desigur, în structura şi conturarea, pe timp îndelungat, a reliefurilor, intervin în plus şi *procese externe*, îndeosebi eroziunea, acumularea, sedimentarea ş.a. Aceste ultime procese maschează, prin uniformitatea depunerilor, scheletul structurilor scoarţei. În locul unor limite nete *apar tranziţii*, reliefurile primare impuse de structurile de bază sunt modificate, inversate, obligate de către eroziunea regresivă să se retragă pe alte aliniamente etc. Ca urmare, legăturile dintre structura crustală, de bază, a unui domeniu şi structura actuală a elementelor sale geomorfologice şi, mai ales, unitatea lor funcţional-sistemică pot fi puse în evidenţă numai prin studiu.

Există mai multe *căi sau metode* de a evidenția legarea în sistem a unor elemente sau regiuni geomorfologice, delimitarea sistemului şi funcționalitățile sale. Una dintre acestea, şi poate cea mai sigură, cuprinde *urmărirea evoluției paleomorfologice* a fiecărui element (regiune), compararea cauzală cu cele vecine, precum şi depistarea unor *aliniamente* (de tipuri de relief, sau de unități) *semnificative pentru înțelegerea structurii*.

Încă un aspect general, aplicabil din plin teritoriului României. *Cele mai complexe sisteme*, ca relief, dar şi geografice în general, *se realizează la contactul dintre plăci*, mai ales unde în joc intră şi microplăci. Cu cât numărul microplăcilor care se intercondiționează pe un anume spațiu este mai mare, cu atât sistemul sau sistemele teritoriale formate deasupra lor devin mai complexe; aici apar mai multe tipuri de structuri locale, circuitele de materie şi energie (interne şi externe) devin mai complicate, sistemele sunt mai mari şi mai complexe, se organizează mai încet, dar devin în timp mai stabile.

Cadrul paleomorfologic global al sistemului geomorfologic românesc

Teritoriul României se suprapune în mare cu un sistem geomorfologic european, ca treaptă taxonomică, între „continent" şi „regiune", respectiv „domeniul geomorfologic". Este *Domeniul Carpato-danubiano-pontic*, denumit astfel după unele limite, dar mai ales după trei elemente geografice ce-i sunt caracteristice şi care au, la rândul lor, o importanță europeană. El s-a născut în timpul *ciclului orogenetic alpin*, o dată cu deschiderea şi formarea Oceanului Atlantic şi cu închiderea geosinclinalului Mării Tethys, începând de acum circa 150 milioane de ani. Istoria sa însă are, ca moment de pornire, despărțirea plăcii Africane de cea Euro-asiatică, care duce la apariția *Mării Tethys*, în urmă cu circa 180-200 milioane de ani. Atunci, din marginile labile ale celor două plăci, s-au rupt bucăți, devenite *microplăci*, poziționate în sau lângă marele geosinclinal. Între ele a apărut scoarța de tip oceanic, respectiv fose locale geosinclinale care au determinat acumularea de sedimente. Acest fenomen, cu microplăci, a fost specific pentru sectorul mediteranean şi în special pentru nordul său, carpatic.

După un maximum de lărgire, geosinclinalul începe să se transforme în *orogen*. Este timpul când se deschide Atlanticul. Placa Africană avansează, de data aceasta, spre cea Euro-asiatică şi vice-versa. Microplăcile sunt obligate să se apropie unele de altele prin restrângerea scoarței de tip oceanic dintre ele, având ca rezultat topirea sau/şi subducția scoarței bazaltice şi cutarea sedimentelor suprapuse.

Geneza elementelor şi structura domeniului

A. *Geneza*

Teritoriul României a fost construit prin aportul a patru microplăci (*Transilvană, Panonică, Moesică, a Mării Negre*) şi a plăcii *Euroasiatice*. Ele au ajuns în poziția de azi venind din direcții diferite (fig. 6), ciocnindu-se între ele şi realizând, fiecare cuplu, câte un sector muntos. Aceste sectoare s-au unit, în timp, în jurul microplăcii transilvănene, prinsă la mijloc, şi au format **Cercul carpatic românesc**. Cu aceasta, apare elementul de bază sau *nucleul structural al viitorului domeniu geomorfologic*.

Sedimentele carpatice, restrânse spațial prin cutări şi încălecări (împreună cu blocurile cristalino-hercinice rezultate din fragmentarea marginilor labile ale plăcilor), s-au îngroşat spre astenosferă, formând „rădăcina" munților, dar şi în sus, sub formă de şir sau lanț montan. Dislocarea de materie din astenosferă, pe aceste locuri, a declanşat reacții noi față de regiunile vecine, adică față de microplăcile şi placa Est-europeană. Acestea au suferit coborâri şi noi fracturări în fața Carpaților în ridicare. Microplăcile sau **anumite părți din acestea şi din placa Est-europeană au început o nouă evoluție, dependentă de cea a Carpaților** în formare. Rând pe rând, sau concomitent, *apar şi celelalte elemente structurale* ale Domeniului carpato-danubiano-pontic. Este vorba de Depresiunea Transilvaniei, podişurile, Subcarpații, Dealurile Vestice şi câmpiile.

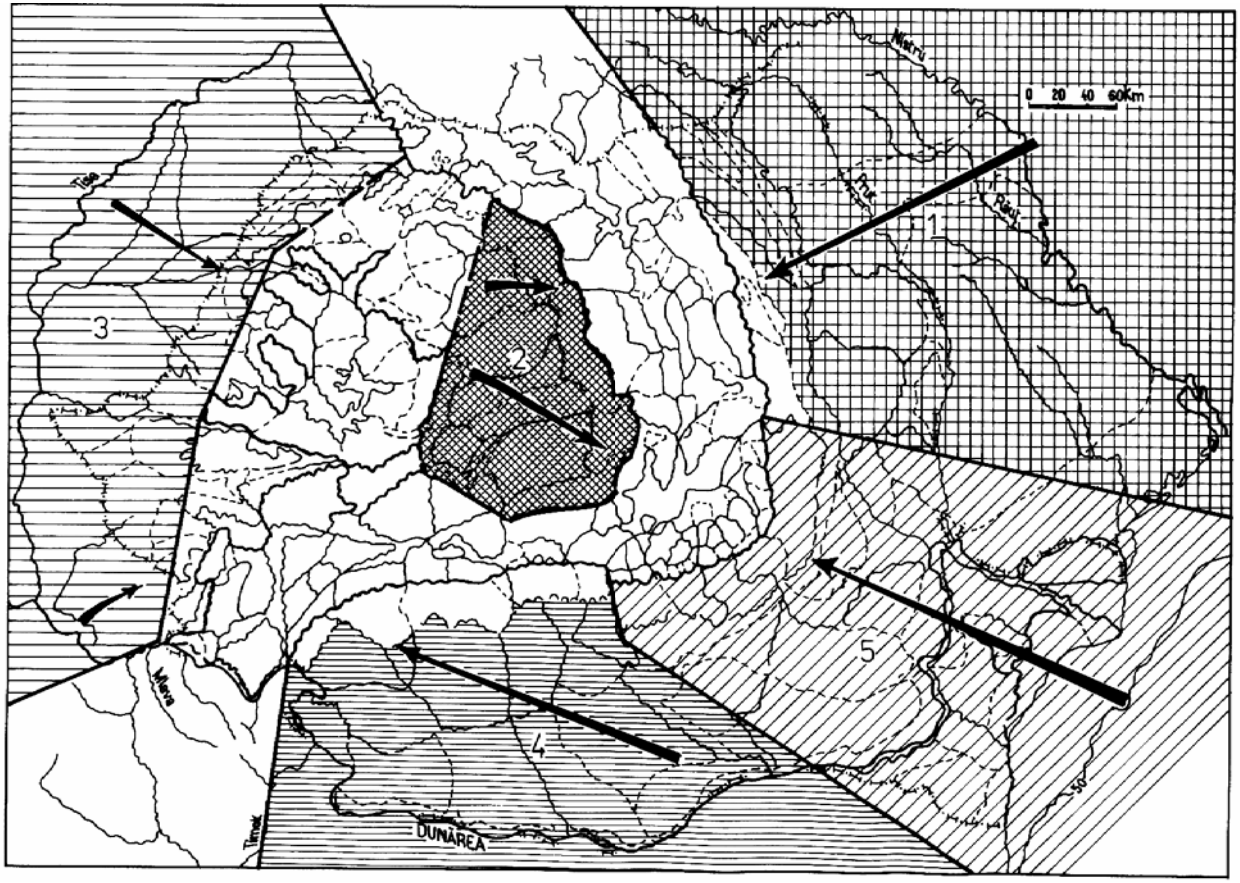


Fig. 6 – Structura în plăci a teritoriului României:1 – Placa Euro-asiatică; 2 – Microplaca Transilvăneană; 3 – Microplaca Panonică (interalpină); 4 – Microplaca Moesică; 5 – Microplaca Mării Negre. Săgeţile indică sensul deplasării microplăcilor

La restructurarea microplăcilor amintite şi ataşarea lor evoluţia Carpaţilor au participat *trei categorii de procese*. Pe de o parte, *procesele tectonice* care au afectat întreaga grosime a litosferei şi raporturile sale cu astenosfera, iar pe de alta, *eroziunea* tot mai activă asupra blocurilor sau şirurilor în ridicare, urmată de *acumulări* masive pe fâşiile vecine în scufundare.

Evoluţia s-a făcut în *faze*, cu avansări şi opriri ale mişcării plăcilor, cu basculări, scufundări şi ridicări, cu formarea de noi fose geosinclinale sau a unei avanfose în exteriorul carpatic imediat.

B. *Structura*

Înainte de a aborda câteva din caracterele părţilor ce formează Domeniul Carpato-danubiano-pontic şi raporturile dintre ele, sesizăm, ca o lege, că **structurarea morfotectonică s-a făcut sectorizat – radial şi în fâşii circulare**, conform cu nucleul sau calapodul carpatic (fig. 7). Şi aceasta, atât în interior (în Transilvania), cât şi în exterior.

Pe de altă parte, distanţa, peste microplăcile (sau placa) din faţa Carpaţilor, până la care s-a simţit *determinismul carpatic*, diferă de la un loc la altul, uneori fiind vorba de o limită netă (ca la microplaca Moesică), alteori tranzitorie, dar marcată sau sugerată de mersul unor văi (Tisa, Nistru) sau de alte forme. De asemenea, în cadrul structurării radial-concentrice generale se remarcă *un stil propriu de morfostructurare pentru fiecare microplacă* sau placă, pe arealul afectat, *dar integrat* sistemului global impus de Carpaţi.

B_1. *Structura concentrică este formată din mai multe fâşii şi aliniamente circulare* (fig. 8).

Coroana carpatică

Această coroană a sectoarelor montane care, repetăm, s-au născut independent, având fiecare stilul său morfotectonic, reprezintă primul aliniament. Forma sa de cerc segmentat este clară, cu excepţia părţii de NV. În NV, cercul se închide printr-o unitate complexă de podişuri, dealuri, depresiuni, dar mai ales prin câteva masive cristaline scoase la zi, prin eroziune, de sub sedimentar. Acest „*complex carpatic de legătură*" este separat morfografic în două părţi, una ataşată Dealurilor Vestice (Podişul Silvaniei) şi alta Transilvaniei (Podişul Someşan şi unele dealuri şi depresiuni de tip subcarpatic). Sub aspect structural, *acest sector continuă părţile joase ale Apusenilor*, realizând unirea cu subsectorul nordic al Orientalilor (fig. 6, 7, 8).

Dar, în cadrul muntos carpatic se delimitează şi alte *trei cercuri subordonate*, din care două se exprimă mai clar biogeografic. Este vorba, în prim plan, de *cercul depresiunilor şi văilor largi carpatice*. Ele apar ca o plasă de areale joase, unite într-un subsistem, care fragmentează şi aerează puternic cercul muntos. Nu insistăm asupra lor, dar subliniem rolul jucat de acest subsistem pentru unitatea poporului român[1]. În acest context, montan, se conturează şi diferenţierile fizico-geografice şi economice ale unor etaje de relief, dispuse şi ele în cercuri. Între acestea remarcăm *cercul pădurilor carpatice* şi *coroana pajiştilor alpine*. De altfel, numele de Transilvania vorbeşte despre „saltul" peste acest cerc de pădure, dinspre pusta sau preria vestică.

Coroana carpatică este divizată în 5 sectoare absolut diferite şi ca poziţie: Carpaţii Orientali, Carpaţii Curburii, Carpaţii Meridionali, Carpaţii Banatului, Carpaţii Apuseni.

[1] Vezi Gr. Posea (1992), *Le rôle des dépressions carpatiques et collinaires et du réseau de vallées dans la vie et la permanence du peuple roumain.* „Revue Roumanie de Géologie, Géophisique et Géographie", serie Géographie, tome 36, Editura Academiei Române.

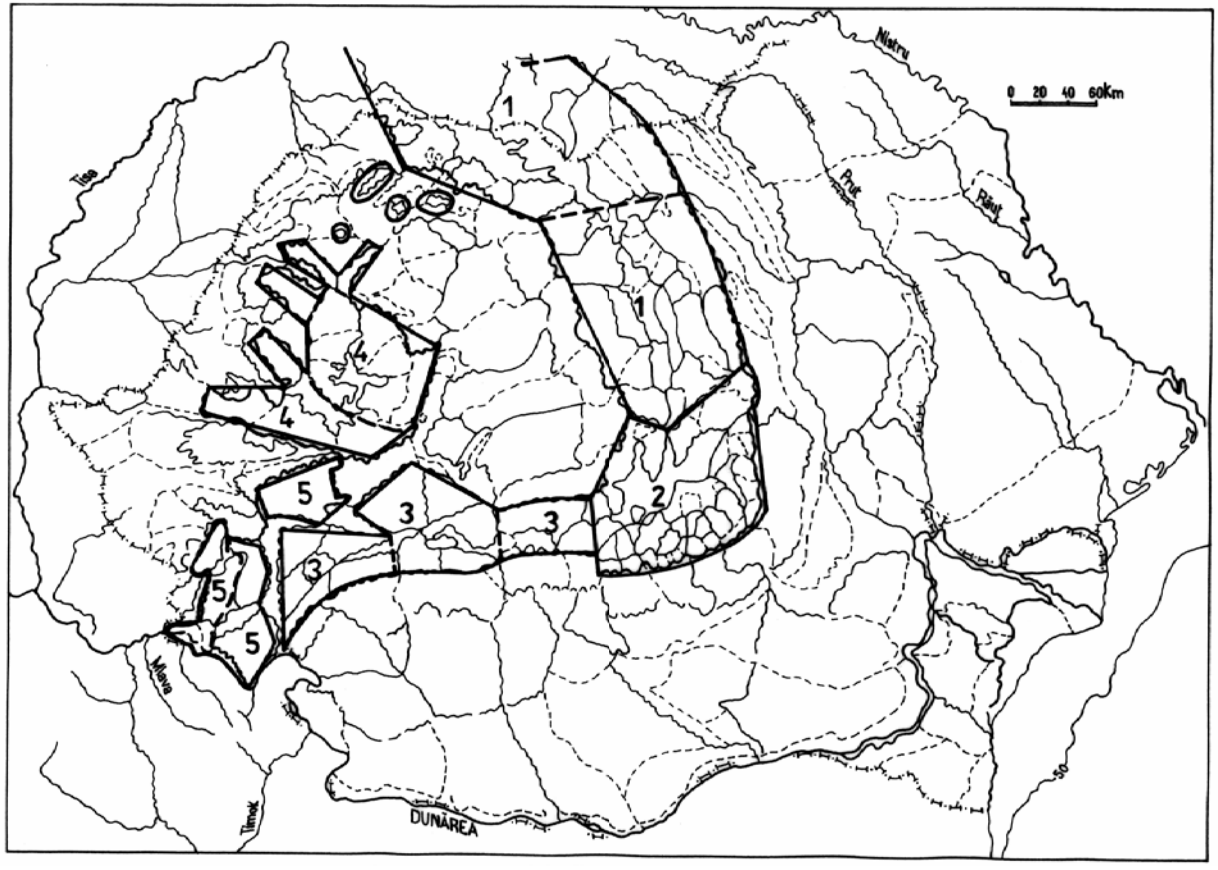


Fig. 7 – Structura sectorizată a cercului Carpaților Românești: 1 – Carpații Orientali; 2 – Carpații Curburii; 3 – Carpații Meridionali; 4 – Carpații Apuseni; 5 – Carpații Banatului

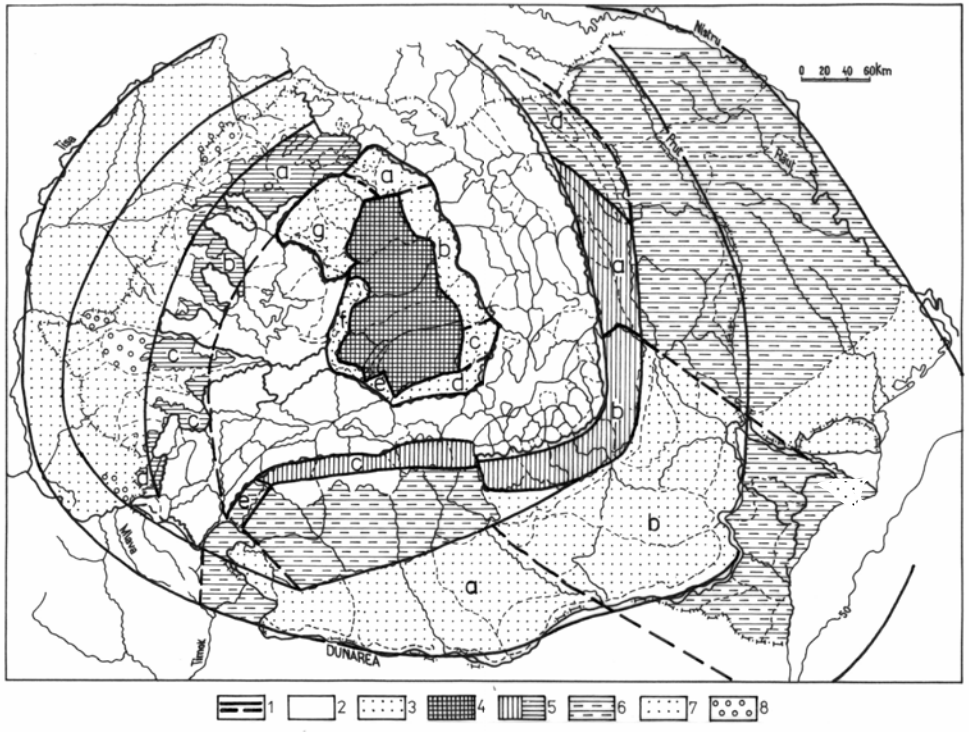


Fig. 8 – Structura circular-concentrică a Domeniului carpato-danubiano-pontic: 1 – Aliniamente de arcuri şi cercuri; sectoare în cadrul fâşiilor circulare; 2 – Coroana carpatică; 3 – Cercul depresiunilor şi dealurilor submontane transilvănene (a-g = sectoare); 4 – Nucleul transilvănean de podişuri; 5 – Cercul Subcarpaţilor (a-c = sectoare) şi al Dealurilor Vestice (a-d = sectoare), la care se adaugă două sectoare de podiş, Mehedinţi (e) şi Sucevei (d); 6 – Semicercul discontinuu al podişurilor externe; 7 – Cercul câmpiilor: Câmpia Panonică, Câmpia Română, Delta şi Bugeacul; 8 – Resturi de câmpii piemontane în Câmpia de Vest

Cercul depresiunilor şi dealurilor submontane transilvănene

S-a format în interiorul inelului carpatic. Este o fâşie circulară de reliefuri şi unităţi variate, organizate în sectoare conforme cu sectoarele montane care le-au determinat (fig. 8). Se remarcă:

– sectorul *Lăpuş-Năsăud* (în marginea Podişului Someşan);

– *Bistriţa-Târnave* (sub şirul vulcanic Căliman-Harghita);

– sectorul *Homoroade-Perşani* (de tranziţie, în faţa Perşanilor);

– pe latura sudică urmează depresiunile *Făgăraş, Sibiu-Sălişte* prelungite cu un subsector de dealuri (*Dealurile Gârbovei*) şi o vale largă subsecventă (*Secaşul Mare*), toate specifice contactului cu cele mai importante masive carpatice (Făgăraş şi Parâng, ultimul avansat mult către N);

– în vest se află sectorul *Culoarului Turda-Alba Iulia* (din estul Apusenilor) şi *Podişul Someşan* (care prelungeşte spre N golful lăsat de scufundarea Apusenilor între Culmea Trascău-Hăjdate şi Munţii Meseş) (a şi g din Podişul Someşan, fig. 8).

Insistăm asupra faptului că întregul Podiş Someşan aparţine cercului peritransilvănean, chiar dacă în sau lângă limitele lui (S, V, N) se află şi depresiuni sau dealuri submontane (Vlaha-Iara, Huedin, Almaş-Agrij, plus Copalnic-Lăpuş, Culmea Breaza, Muscelele Năsăudului).

Nucleul transilvănean de podişuri şi dealuri

Se află în interiorul cercului colinaro-depresionar. Ca nucleu s-a structurat pe blocuri cristaline scufundate diferit, toate acoperite de sedimentar, care spre suprafaţă formează domuri, structuri monoclinale, diapire sau chiar începuturi de anticlinale.

Morfologic însă, nucleul s-a structurat mai ales prin eroziune diferenţială şi prin delimitări impuse de culoare principale de văi orientate E-V (Mureş, Târnave, Hârtibaciu); uneori se remarcă şi influenţe ale fundamentului (lăsarea pe aliniamentul Mureşului, domurile ş.a.).

Cercul Subcarpaţilor şi al Dealurilor Vestice

Se află în exteriorul subcarpatic. Se compune din două semicercuri de dealuri, total deosebite.

În primul rând sunt **Subcarpaţii**, un fel de Carpaţi mai puţin cutaţi, mai scunzi, cu cute diapire şi compuşi numai din roci sedimentare noi. S-au născut dintr-o avanfosă. Dispar în dreptul subsectorului nordic al Orientalilor (nord de linia Bârgău-Câmpulung), dar cercul lor se continuă cu Podişul Sucevei (d, pe fig. 8). Lipsesc, de asemenea, în SV (unde Meridionalii se curbează către S), în locul lor delimitându-se un mic podiş – Mehedinţi (e), prelungit şi în dreptul Munţilor Banatului cu Podişul Miroč, din Iugoslavia.

Subcarpaţii sunt şi ei clar *sectorizaţi, ca şi Carpaţii*, în: Subcarpaţii Moldovei (între Moldova şi Trotuş), Subcarpaţii Curburii (până la Dâmboviţa – ca şi curbura montană), Subcarpaţii Getici (a-c). La aceştia din urmă se remarcă bine şi *subsectoare*, lipite fiecare de unul dintre marile masive muntoase. Faptul este valabil şi pentru celelalte sectoare subcarpatice, dar cu unele complicaţii locale impuse de eroziune.

Dealurile Vestice formează al doilea semicerc, având un relief cu totul diferit de cel al Subcarpaţilor, deoarece sunt plasate lângă aliniamente carpatice de alt tip. Ele reprezintă o fostă poală montană, nivelată la sfârşitul pliocenului sub forma unei câmpii de glacis, pe alocuri piemontană. În cuaternar, această prispă s-a înălţat până la 200-300 m şi a fost fragmentată în dealuri, dar în nord păstrează şi formă de podiş. Fâşia de dealuri *pătrunde şi în toate golfurile intramuntoase*. Din loc în loc, din sedimentarul lor moale, răsar *măguri* şi masive cristaline, vulcanice sau formate din calcare mezozoice.

Semicercul acestor dealuri merge ondulat, cu pătrunderi în munte sau în câmpie, fiind o tranziție între ele (vezi limita Meseş-Timiş-Cerna, pe fig. 8).

Semicercul discontinuu al podişurilor externe

Este compus din patru astfel de unități: Moldova, Dobrogea, Getic şi Mehedinți. Între Podişul Moldovei şi Getic apare o discontinuitate (Câmpia Română de Est). Dacă am împinge Dobrogea spre nord-vest, către Curbură, aşa cum de fapt se deplasează microplaca pe care se află, atunci s-ar realiza un semicerc continuu. Natura este totuşi mai puțin geometrică, deci mai „naturală". Regula se menține însă, chiar prin excepție, dar nu numai. *Fiecare dintre aceste podişuri,* mai puțin Mehedinți (format pe structură de orogen carpatic), *reprezintă câte o porțiune de placă scufundată* (chiar subdusă) *în fața Carpaților*. Aceste porțiuni au fost prinse apoi în procesul ridicărilor generale cuaternare (sau pliocen-cuaternare) când au devenit, treptat, câmpii şi podişuri.

Microplaca Mării Negre însă continuă procesul de subducție, de subsidență şi de avans către Carpați. Ea este încă în faza de sfărâmare şi scufundare (dovadă blocurile dobrogene de sub Bărăgan şi Câmpia Brăilei), ce poate afecta pe mai departe şi Podişul Dobrogean actual. Tendința de final este aceea de a se apropia de Curbură şi de a crea, şi aici, un podiş.

Important este să vedem şi în ce măsură *structurarea reliefului podişurilor este influențată de Carpați*. În general, *influența sau determinismul trece prin intermediul Subcarpaților*, dar uneori se resimte şi direct.

- Pentru *Podişul Moldovei*, începem cu Podişul Sucevei, care este fixat aproape pe lățimea Subcarpaților Moldovei (partea de la vest de Siret). Notăm apoi că limita nordică a părților înalte de pe centrul Podişului Moldovenesc (inclusiv în Basarabia) merge pe paralela unde se termină contactul Subcarpați-Podişul Sucevei (gura Văii Moldovei); acest aliniament se continuă până la Nistru. Influența liniei montane Bârgău-Câmpulung este deci clară. Mai la sud, linia carpatică Oituz-Trotuş desparte două sectoare subcarpatice, iar către est se transformă în limita dintre Podişul Moldovenesc şi Câmpia Bugeacului.
- Trecând la *Podişul Getic* notăm limita sa estică, *Valea Dâmboviței*. Este aceeaşi linie care delimitează şi Subcarpații Curburii spre vest şi care îşi are sorgintea legată de falia crustală Rucăr-Bran-Braşov şi de contactul microplăcilor Moesică-Marea Neagră şi Marea Neagră-Transilvană.

În vest, podişul trece şi în Iugoslavia, ca şi podişul vecin *Mehedinți* (dar de natură carpatică), ce trece şi el Dunărea, continuându-se cu un podiş similar – Miroč.

Chiar şi *marile subdiviziuni* ale Podişului Getic sunt schițate în prelungirea sectoarelor sau subsectoarelor subcarpatice şi a celor trei mari masive carpatice. Desigur, aici influența s-a transmis prin intermediul *marilor văi tectonice*: Dâmbovița, Olt şi Jiu. Subdiviziunile principale sunt:

- Piemontul Cotmeana-Cândeşti (în dreptul Munților Făgăraş);
- Piemontul Oltețului (în dreptul Parângului);
- Piemontul Motru-Bălăciței (în dreptul Retezatului şi al Podişului Mehedinți), dar aluvionarea aici s-a făcut în special din Retezat.

Au apărut, normal, şi *complicații*, mai ales în părțile extreme. În est este vorba de o disecare mai amplă impusă de râul Argeş (şi afluenții săi din Făgăraş). La vest, în continuarea Podişului Motru, s-a adăugat şi contribuția Râului Gilort (coborât din Parâng) ca şi „blocajul" Podişului Mehedinți pentru aluviunile ce trebuiau să vină din Munții cu acelaşi nume. Acest ultim fenomen a obligat Jiul să devieze spre vest pentru a menține nivelul colmatării piemontane şi în dreptul masivelor Retezat şi Vâlcan.

În ce priveşte Podişul Getic ca bandă circulară extracarpatică, mai notăm un fapt, asupra căruia vom reveni: limita sa sudică se continuă perfect cu *limita sudică a curburii Subcarpaţilor* dintre Teleajen şi Trotuş (fig. 8).

- În *Podişul Dobrogei*, legătura directă ce se poate face cu Carpaţii constă în aceea că el stă pe aceeaşi placă ce a impus sectorul montan al Curburii. Ambele sunt delimitate de aceleaşi aliniamente tectonice care mărginesc lateral microplaca Mării Negre. Există însă şi legături directe, ale Dobrogei, cu sectoarele Câmpiei Bărăganului care, şi ea, are unele caractere dictate de Carpaţii Curburii.

Cercul câmpiilor

Fără a fi perfect, se extinde de la Trotuş până sub Munţii Oaşului, din NV. Discontinuitatea de la Defileul Dunării rămâne relativă, deoarece fundul văii are o altitudine de numai 50-70 m (oglinda lacului la Porţile de Fier este la circa 70 m). Se separă totuşi două sectoare-regiuni:

- *Câmpia Română* se suprapune peste două microplăci (Moesică şi a Mării Negre), care i-au impus şi sectoare diferite: Getic (a) şi estic (b) sau dobrogean, sau a limanurilor. Pe de altă parte, limita externă a Câmpiei Române a îmbrăcat forma curbată a Carpaţilor; pe ea s-a axat Dunărea; de la ea către nord s-a scufundat, cam din badenian, Depresiunea Valahă. Dar sectorul estic se insinuează între Subcarpaţii Curburii şi Podişul Dobrogean (în discontinuitatea amintită a Podişurilor), continuându-se apoi şi în est, cu un coridor scufundat pe laturile de contact ale Microplăcii Mării Negre (falia Sf. Gheorghe-Galaţi) şi ale sudului platformei Moldoveneşti. Aici s-au format *Câmpia Bugeacului* şi *Câmpia deltaică a Dunării*.

Unitatea de azi a Câmpiei Române şi a coridorului său estic este deci numai de suprafaţă, realizată prin aluvionări carpatice îndelungate. Adâncul este diferenţiat *în trei mari compartimente* legate de trei plăci: Moesică, a Mării Negre şi sudul plăcii Moldave. Menţionăm, în acest context, şi influenţa Curburii Carpatice care a determinat, numai aici, o fâşie de câmpii piemontane şi de glacis lipită de Subcarpaţi, o alta a câmpiilor de subsidenţă prelungită pe linia Trotuş-Deltă şi, în sud-est, o fâşie de câmpii piemontano-termiale etc.

- *Câmpia Banato-Crişană* se încadrează marii Depresiuni Panonice axată pe microplaca cu acelaşi nume. După ce a participat la formarea Apusenilor şi Munţilor Banatului, microplaca a rămas, un timp, ca masiv între orogenele alpin, dinaric şi carpatic, iar apoi a suportat o lăsare pe blocuri, cu un maximum în ponţian (panonian). Structurarea fundamentului său, ca şi cel al Câmpiei Panonice, *s-a făcut în funcţie de toate orogenele vecine*. Carpaţilor le-a revenit partea răsăriteană, delimitată cu aproximaţie de valea Tisei continuată cu Dunărea până la marele defileu. În această parte s-a născut şi Câmpia Banato-Crişană, orânduită în mare pe două trepte, arcuite ca şi Carpaţii: una subdeluroasă, mai înaltă (de glacisuri şi piemonturi) şi alta subsidentă (mlăştinoasă în stare naturală, având şi cea mai mare extindere).

Se impune *o concluzie*, privind dispunerea mai haotică şi întrepătrunsă a cercurilor de câmpii şi podişuri, în special în dreptul Dobrogei: *jocul câmpie-podiş-areal lacustru a fost o permanenţă în evoluţia unităţilor extracarpatice*. De exemplu, din sarmaţian-meoţian, în vestul Câmpiei Române se păstrează areale cu reliefuri fosile de tip deal sau podiş. Dobrogea a fost, în parte, o câmpie sau zonă litorală în timpul sarmaţianului şi în ponţian-romanian (levantin). De asemenea, Podişul Moldovei şi-a început actuala evoluţie subaeriană printr-o fază de câmpie, iar Podişul Getic a fost câmpie piemontană etc.

Alte cercuri pericarpatice

Făcând abstracție de tipurile de relief, care uneori au dispunere neconformă sau aparent haotică, şi *urmărind numai simple aliniamente*, se pot observa şi alte cercuri, mai ales cercuri pericarpatice. Ele însumează: linii de văi continuate cu limite de unități, limite succesive de unități având reliefuri diferite (de podiş şi de câmpie etc.) etc. Citățm câteva astfel de aliniamente mai evidente (fig. 8):

- *Arcul Siret-Subcarpații de Curbură-Podişul Getic-Şvinița* (în Defileu) se evidențiază, în primul rând, prin limita externă a Subcarpaților de Curbură (între Teleajen şi Trotuş). Aceasta însă se poate continua către nord cu *valea Siretului* (vestul Podişului Bârladului) şi cu limita de est a Podişului Sucevei, iar în sud-vest cu *limita sudică a Podişului Getic*. Pe total se formează un mare semicerc, care apoi s-ar putea prelungi cu sectorul dunărean dintre Calafat şi Podişul Miroč (unde piemontul se continuă la SV de Dunăre) şi prin defileul din amonte de Şvinița (vezi fig. 8).
- *Cercul Prut-Dunăre-Tisa* începe, în est, cu linia arcuită a Prutului. Se continuă perfect cu marginea vest-dobrogeană şi cu malul drept al Dunării până la sud de Calafat. Şi acest arc, ce se poate observa pe orice hartă topografică, se prelungeşte (peste valea Mlava, la est de Râul Morava) dincolo de defileu cu arcul dunărean de la Belgrad (plasat între gura Moravei şi Tisa). Mai departe s-a creat un alt mare arc, al Tisei (fig. 8). De subliniat că *arcul sud-dunărean reprezintă limita de sud a domeniului, iar arcul Tisei, limita de vest*.
- *Arcul Nistrului* începe lângă unul din izvoarele Tisei (Uh), unde sunt şi izvoarele sale (Uzock, 889 m). Urmând apoi falia Nistrului, acest arc se continuă în estul Dobrogei (peste partea cea mai lată a Platformei continentale a Mării Negre) şi formează *limita de est a Domeniului Carpato-danubiano-pontic*.

Toate fâşiile sau liniile circulare enumerate indică deopotrivă structuri concentrice impuse de către inelul carpatic.

B_2. *Structura radială extracarpatică* (fig. 9)

Aceasta se suprapune perpendicular pe prima, dar se şi integrează funcțional în sistem. Ea a fost impusă de sectoarele şi subsectoarele carpatice, atât în Transilvania, aşa cum deja s-a arătat (şase-şapte sectoare, a-g pe fig. 8), cât şi spre exterior până la limitele domeniului. Cea mai clară, ca dependență carpatică, este sectorizarea radială a celor două fâşii limitrofe cercului muntos – depresiunile şi dealurile submontane transilvănene, iar în exterior, Subcarpații şi Dealurile Vestice (fig. 8, a-g). Spre periferie evidența se estompează, dar rămâne. Unele aspecte, în acest sens, au fost deja semnalate în capitolul anterior, pentru Transilvania şi Subcarpați, mai puțin pentru restul faliilor semicirculare. De data asta însă, vom urmări alinierea sectoarelor pe direcții perpendiculare ramurilor carpatice, trecând deci de la o fâşie la alta.

1. **Latura vestică a Carpaților** prezintă sectorizări radiale peste două fâşii circulare.

- Prima fâşie, de tip semicerc, este cea a *Dealurilor Vestice*. Sectorizarea, transmisă de calapodul carpatic, este absolut evidentă, inclusiv la nivel de subsectoare. Se delimitează net *patru sectoare* (fig. 9, a-d) despărțite de aliniamente direcționate E-V (uşor radiale).

Fiecare sector este lipit de un alt tip de structură montană. De la nord la sud, acestea sunt:

- *Sectorul Silvaniei*, între falia din nordul Munților Plopiş şi Munții Vulcanici, având aspect de podiş complex (deoarece se află pe prelungirea nordică a Apusenilor „ascunşi" sub sedimente noi);

- *Sectorul crişan*, până la falia nord-Zarand, are ca specific un mers ondulat, cu combinări de dealuri şi depresiuni-golf, similare calapodului lor montan, din horsturi şi grabene;

- *Sectorul nord-bănăţean* (sau Timişan), pendinte de Munţii Poiana Ruscăi şi de marele golf din vestul lor (Podişul Lipovei-Dealurile Pogănişului);

- *Sectorul sud-bănăţean*, un şir de dealuri firave (ca şi munţii din spatele lor), aliniate nord-sud (dealurile Dognecei şi Oraviţei).

O analiză de amănunt a reliefului fiecărui sector ar scoate şi mai mult în evidenţă diferenţierile impuse de situaţia morfotectonică a masivelor carpatice vecine.

- Trecând la a doua fâşie, *Câmpia Banato-Crişană*, corespondenţa sectorizării este fie directă, fie indirectă (prin aluviunile aduse din munte sau prin intermediul dealurilor vecine). Uneori însă se observă şi determinări strict locale, legate de jocul blocurilor din fundament (în special subsidenţele şi migrarea lor).

Un prim aspect, de corespondenţă directă, îl prezintă delimitarea celor trei mari subregiuni (sectoare) ale Câmpiei de Vest: *Someşeană, Crişană şi Bănăţeană* (fig. 9, a-c). Este vorba de *două linii* care vin din munte şi flanchează nucleul înalt al Apusenilor. Acelaşi compartiment, spre Transilvania , coincide cu lungimea Culoarului Alba Iulia-Turda.

Mai pot fi *evidenţiate*:

– strânsa legătură între sectoarele deluroase şi câmpiile de glacis;

– pătrunderea câmpiilor de subsidenţă pe unele golfuri de graben (Timiş, Crişul Alb-Sebiş, Barcău, Someş);

– formarea de câmpii piemontane pe direcţia oscilării Mureşului (Câmpiile Mureşului) şi a Tisei împreună cu Someşul (Câmpia Careiului).

2. **Latura sudică, a Carpaţilor Meridionali**, pune în evidenţă mai multe *linii morfologice radiale*.

- Una este *linia Dâmboviţa* continuată în munte prin Culoarul Rucăr-Bran, dar şi cu o linie ce trece prin vestul Pietrei Craiului – vest-Codlea – vest-Perşani, mergând apoi către sud-est printr-o linie ce ar delimita microplaca Moesică de cea a Mării Negre (fig. 9). Morfologic, această ultimă porţiune coincide cu estul Burnasului (Oltenița); totodată, linia morfologică este puţin deplasată, către vest, până la lunca Argeşului, la est de care apar câmpii de subsidenţă ca reflex actual al subducţiei de la Curbură.

- alta este *linia Oltului*, care desparte masivele Făgăraş de Parâng, apoi Muscelele Argeşului de Subcarpaţii Olteniei, Piemontul Olteţului de Complexul piemontan Cândeşti-Cotmeana, Câmpia Olteniei de cea a Teleormanului (fig. 9).

- *Linia Jiului* delimitează şi ea o serie de sectoare gemene, din Carpaţi, până la Dunăre: masivul Parâng de Retezat, Subcarpaţii „Vâlcanului" (cei mai joşi) de Subcarpaţii Parângului (mult mai complecşi şi mai înalţi), Piemontul Olteţului de cel al Motrului şi Bălăciţei, Câmpia Romanaţiului (mult mai lată) de cea a Desnăţuiului şi Blahiţei (cele mai înguste).

- În sud-vest se pun în evidenţă *două linii mehedinţene*. Prima este cea care desparte Podişul Mehedinţi de Munţii Mehedinţi, continuată apoi pe Dunăre, până la localitatea Şvinița, unde desparte Masivul Almăj de Podişul Miroč.

Paralelă cu ea este cealaltă limită a Podişului Mehedinţi, de est. Prelungirea ei spre sud este urmată de un sector dunărean (sud de Turnu Severin), iar mai apoi de valea Timocului, unde se termină Carpaţii şi încep Balcanii.

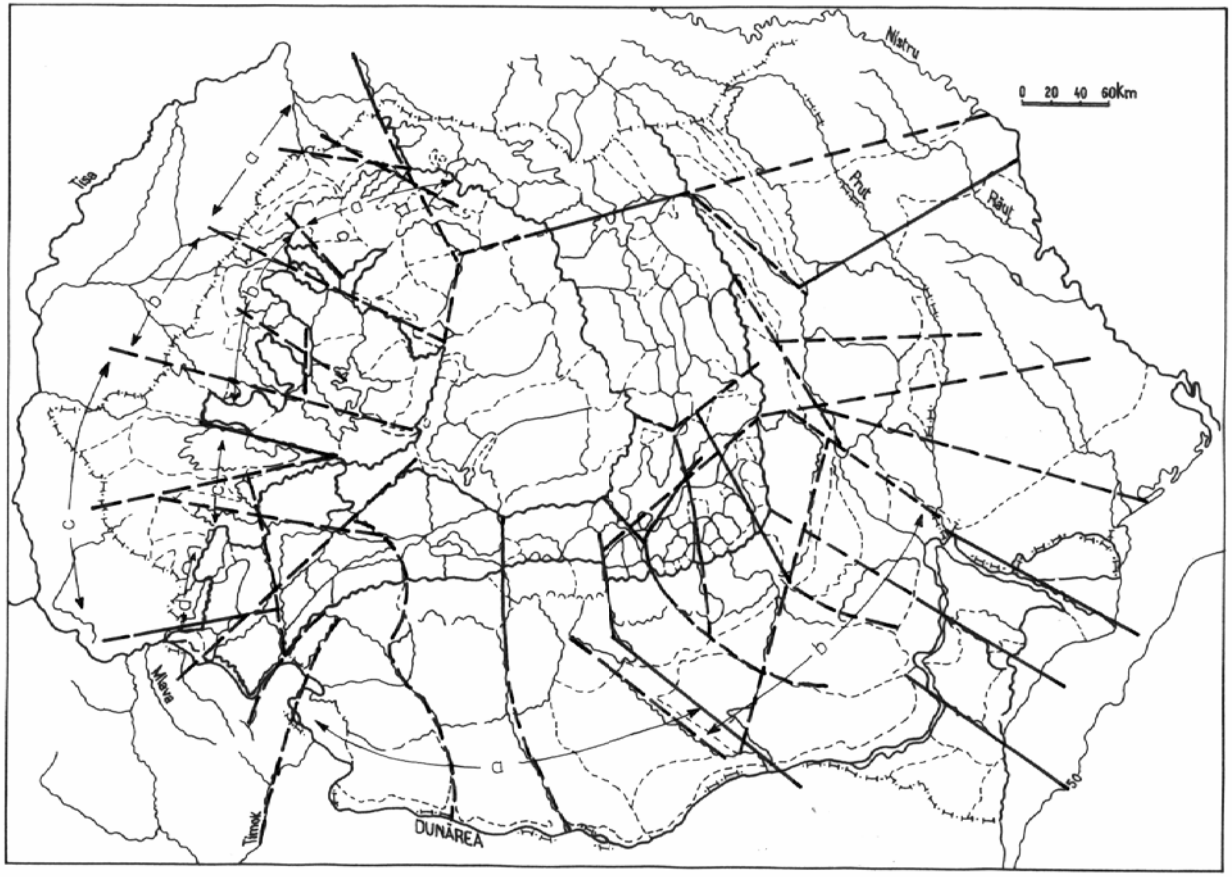


Fig. 9 – Aliniamente radiale ale Domeniului Carpato-danubiano-pontic
(marcate prin limite de relief sau/şi falii)

3. **Latura de Curbură** prezintă:

- *Două aliniamente radiale principale*, pe lățimea întregului Domeniu. Sunt faliile care delimitează microplaca Mării Negre (fig. 6).

Evidența brâurilor succesive, formate între cele două margini radiale, este şi aici clară. Astfel, Carpații de Curbură au impus:

- Subcarpații arcuiți şi cei mai complecşi;
- un arc de câmpii de glacis şi piemontane (Târgovişte-Câmpia Râmnicului);
- arcul câmpiilor de subsidență;
- arcul câmpiilor piemontan-terminale (Vlăsia, Mostiştea, Câmpia Iancăi);
- arcul bălților dunărene;
- arcul abrupt al malului vestic dobrogean, după care urmează Podişul Dobrogei şi Platforma litorală. Toate sunt delimitate de cele două sisteme de falie marginale plăcii.

- La o analiză minuțioasă, pot fi observate însă şi *aliniamente radiale interioare*. Este vorba, în primul rând, de *trei linii carpatice* care au prelungiri şi în exterior. Ele despart şi conturează principalele grupări ale Curburii: Munții Vrancei, Munții Buzăului, Munții Ciucaş-Baiu şi Bucegi-Leaota (fig. 9).

- Prima, din est, este *linia Bâsca Mică – Slănic de Buzău*[2] (unde delimitează Subcarpații Buzăului de cei ai Vrancei), ce se continuă apoi peste Câmpia subsidentă a Călmățuiului. Dar şi spre nord, face limită între Clăbucetele Întorsurii şi Munții Brețcului.

- *Linia est-Ciucaş* vine tocmai din vestul Munților Bodoc (Bixad), trece peste îngustarea depresionară de la Reci (Poarta Reci), jalonează vestul Depresiunii Întorsurii, urmează valea superioară a Buzăului şi apoi văile Telejenel-Teleajen (desparte Subcarpații Buzăului de cei ai Teleajenului). În câmpie şi-ar găsi un corespondent vag în limita de SE, curbată, a Câmpiei Titu.

- *Linia vest-Munții Baiului* are o *bifurcare la Buşteni*. Segmentul nord-estic, care marchează limita către Clăbucetele Predealului-Piatra Mare, este paralel cu linia Rucăr-Braşov şi se prelungeşte pe marginea de nord-vest a Clăbucetelor Întorsurii.

Celălalt segment urmează Prahova, limitând Munții Baiului spre sud-vest şi despărțind, în continuare, Subcarpații Ialomiței de cei ai Teleajenului (Prahovei), marcând şi golful de câmpie Floreşti-Câmpina. Cu oarecare aproximație, s-ar putea recunoaşte o prelungire a sa şi în latura de sud-vest a Câmpiei Săratei, linie urmată aici de Prahova (aşa cum linia anterioară o regăseam în sud-estul Câmpiei Titu).

Acest segment însă se continuă de la Buşteni şi către nord-vest, delimitând Bucegii (spre valea Râşnovei) şi ajunge în Culoarul Şinca.

- Există şi *linii secundare*. Una delimitează, în acelaşi timp, latura estică a Subcarpaților şi pe cea vestică a Bărăganului. Altele două, specifice Dobrogei (Camena-Peceneaga şi Ovidiu-Hârşova), se pare că îşi prelungesc influența până la Culmea Furu-Ivănețu (cea mai extremă parte a Carpaților de Curbură, cu aspect de pinten) etc. (fig. 9).

4. **Latura estică, a Carpaților Orientali**, dovedeşte determinări externe radiale cu un specific mai aparte.

- *Linia carpatică Bârgău-Câmpulung*, cu influențe directe în Transilvania (pe direcția Someşului Mare), pare a devia în Moldova către SV, pe apa Moldovei, despărțind Subcarpații de Podişul Sucevei.

De la gura văii Moldova, unde se termină Podişul Sucevei, începe un nou aliniament de relief, dar orientat către est; este *abruptul de cuestă al Iaşului*, care trece şi în Basarabia (la nord de colinele Codrului), unde însă sunt dovedite şi ridicări în horst. La

[2] În linie dreaptă se continuă cu Sărățelul, situat mai în vest.

nord de linia respectivă altitudinile se reduc, la circa 200 m, pe când în sud urcă brusc la 300-400 m (până la Văscăuți, deasupra Nistrului). Situația se schimbă total în estul Nistrului, unde înălțimile coboară lent și normal de la nord către Marea Neagră.

Există și în estul Orientalilor unele *linii radiale secundare*.

- *Linia Bârgău-Câmpulung* corespunde în podiș cu confluența Suceava-Siret (și cu sudul Podișului Dragomirnei), iar mai departe cu linia ce desparte Câmpia Moldovei de Nord de cea de Sud. În Basarabia, ea urmează fâșia joasă a Câmpiei Prutului Mijlociu, prelungită către localitățile Bălți și Florești, pe un sector est-vest al râului Răut (fig. 9).
- O alta este *linia Bistriței*, paralelă cu Moldova, adică orientată tot sud-est. Aceasta, pe de o parte, se continuă cu un sector al Siretului (sud de Bacău – confluența cu Trotușul), pe de alta, se îndreaptă către est (de la nord de Bacău), formând aliniamentul subsecvent din nordul podișurilor Tutovei și Fălciului; nu are corespondent la est de Prut. În Carpați, începutul acestei limite coincide cu linia Bixad-nord Berzunț (fig. 9), din nordul Curburii.

Concluzionând, rezultă că și *structura radială*, pornită din Carpați, *este evidentă* pe tot Domeniul, *până la un cerc limită*, ce urmează Tisa în vest, Dunărea în sud și Nistrul în est.

B_3. *Coincidențe morfo-tectonice*

Liniile morfologice circulare și radiale au, cel mai adesea, *coincidențe sau corespondențe în linii tectono-structurale*, de diferite grade, ale scoaței de pe teritoriul Domeniului. Reproducem, după I. Gavăt ș.a. (1973), câteva dintre liniile crustale, care indică astfel de coincidențe sau corespondențe (fig. 10).

Dintre **aliniamentele circulare** sau arcuite se evidențiază falia G_1, ce a fost urmată, în mare, de *arcul Prutului*. Pe linia G_2 s-a axat o parte din *arcul Siretului*. În sudul țării, G_5 corespunde cu *limita sudică a Podișului Getic* și se continuă, la sud de Dunăre, peste valea Timocului, transformându-se în aliniament radial. Ceva mai la nord de aceasta, linia pericarpatică urmează exteriorul Subcarpaților de Curbură și *arcul câmpiilor subsidente* din fața lor, iar spre vest de valea Dâmboviței merge peste nordul Piemontului Getic, ajungând la contactul estic al Podișului Mehedinți. În Câmpia de Vest se remarcă linia G_{12}, axată peste Munții Oaș, pe lângă *Valea Ierului* și până în estul câmpiei piemontane a Nădlacului (aproape de confluența Mureș-Tisa).

În Carpați sunt semnificative liniile: G_{14} (la exteriorul Meridionalilor), G_7 (prin sudul Apusenilor și nordul masivelor ce coboară către Depresiunea Brașov), linia arcuită G_9, cu sectorul estic foarte aproape de G_{13} (delimitează eruptivul), sau G_{10}, cu o frângere în Culmea Cheilor Turzii (delimitând estul și nordul Apusenilor – până la valea Crișului Repede). În nord-est se adaugă *falia Nistrului mijlociu*.

Ca **linii radiale** pot fi menționate: G_3 în sud-estul Moldovei, cele *patru falii dobrogene*, *falia Olteniței* (sau Argeșului), *falia Dâmboviței* (G_6), *falia Oltului* (sau Bihor-Olt – căci vine din nordul Depresiunii Beiuș și trece pe latura de nord-est a grupei Parâng, apoi pe Loviștea-Câmpulung). Către vestul țării sunt semnificative, pentru relief, G_7, G_{7N} ș.a. (vezi fig. 10 și 11).

Remarcabile sunt și unele **puncte nodale**, unde se întretaie mai multe falii: arealul *Câmpulung*, nord-vestul *Oradei*, sudul *Câmpiei Titu*, areale situate pe *falia Rucăr-Brașov-Oituz* sau în apropiere de ea, apoi jumătatea sudică a Podișului Bârladului, sau areale din cadrul unor depresiuni de tip golf, din vestul țării.

Dacă la aceste falii crustale adăugăm și altele de ordin mai mic, apar și mai multe coincidențe sau corespondențe morfo-structurale (Someșului Mare, Trotușului, Dâmboviței, Oltului, Timiș-Cerna, Mureșului, Beiușului).

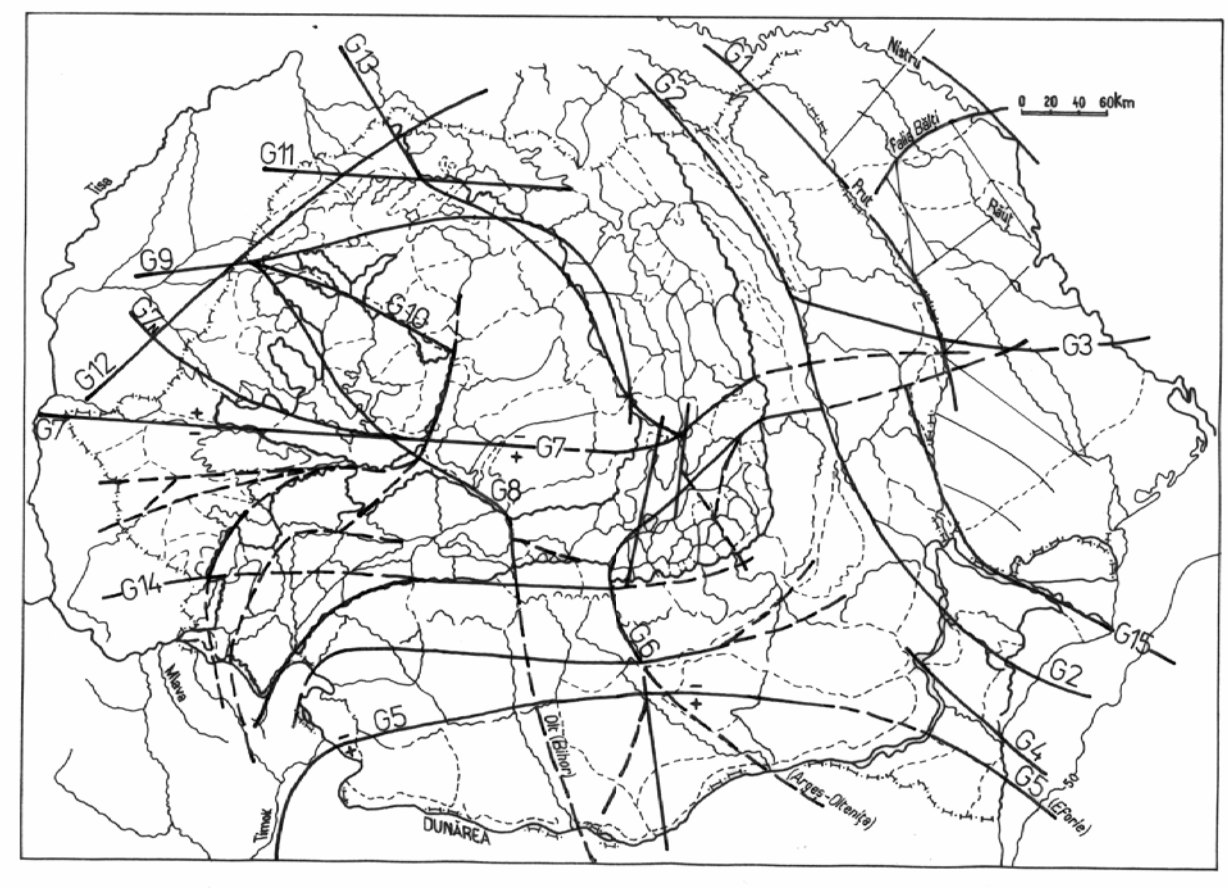


Fig. 10 – Principalele falii crustale, după I. Gavăț ş.a. (G_1 – G_{14} = numerotarea faliei după autorii citați); celelalte falii, preluate de la alți autori (nu sunt de obicei crustale)

Să specificăm, în plus, **mersul suprafeţei Mohorovicič**, din care reţinem, tot după geofizicieni (M. Socolescu[3] şi I. Gavăt[4]): o grosime a crustei de numai 29-30 km în Transilvania; în Carpaţi aceasta atinge 35-41 km; în exterior (excepţie avanfosa) oscilează între 30-34 km (fig. 3). Sub Depresiunea Transilvaniei, „suprafaţa Mohorovicič prezintă *o cupolă* … probabil datorită unor curenţi subcrustali".

B_4. *Structura complexă a sistemului*

Revenind (la punctele B_1 şi B_2), după ce am relatat cele două tipuri de structuri (concentrică şi radială), să închegăm *realitatea complexă*. Harta (fig. 11) indică *fâşii morfostructurale circulare*, uneori numai arcuite, *ordonate în jurul nucleului transilvănean* şi *sectorizate radial*.

- Cea mai complexă fâşie o formează **inelul carpatic**, posibil a fi sectorizat în *cinci segmente principale* (vezi şi fig. 7), cu subsegmente etc. (vezi mai departe). Laturile nucleului transilvănean coincid spre Carpaţi atât cu segmente, dar şi cu subsegmente (se observă, la Transilvania, 8 linii limitrofe specifice; fig. 11).
- În exteriorul Carpaţilor, cercul de dealuri este format din Subcarpaţi şi Dealurile Vestice.

Cele *trei segmente ale Subcarpaţilor* se individualizează şi se lipesc, fiecare, de un segment carpatic.

Dealurile Vestice se grupează în patru segmente, fiecare având un alt tip de structurare: Podişul Silvaniei, Dealurile Crişene, Dealurile Lugojului (în golful din dreptul muntelui Poiana Ruscăi) şi Dealurile Sud-Bănăţene (în dreptul munţilor Dognecea şi Aninei).

- **Podişurile şi câmpiile** formează, împreună, o largă fâşie externă, de asemenea sectorizată după calapodul Carpaţilor.

În partea de vest, se etalează *Câmpia de Vest* închisă de arcul Tisei, iar în SV, şi de Dunăre. În cadrul său se observă asocieri regionale de câmpii piemontane, de glacis şi de subsidenţă, separate, cu o oarecare aproximaţie, în *trei subregiuni*:

- o câmpie centrală, a *Crişurilor*, unde se asociază numai câmpii de subsidenţă şi de glacis, limitată de două falii carpatice ce trec pe la nord de Munţii Zarand şi la sud de Munţii Plopiş;

- la nord este *Câmpia Someşului*, ce cuprinde şi un mare rest de câmpie piemontană (Câmpia Carei-Nyr) formată de Tisa şi Someş;

- la sud este *Câmpia Banatului*, între altele, cu două câmpii piemontane (Câmpiile Mureşului şi Câmpia Deliblatului din Iugoslavia).

La rândul lor, unele unităţi mai mici de câmpii se subordonează, prin structura lor, subsectoarelor limitrofe de dealuri sau de munţi.

Către nord-est, est, sud-est şi sud se dispun arcuit toate podişurile limitrofe, împreună cu Câmpia Română şi bună parte din *platforma de nord-vest a Mării Negre*. Şi aici se observă aceeaşi corespondenţă faţă de sectoarele (şi subsectoarele) montane.

- *Podişul Moldovei* apare în dreptul Carpaţilor Orientali (până la Trotuş). Se subdivide radial, după cele două subsectoare impuse de aliniamentul carpatic Bârgău-Câmpulung, dar se divizează şi concentric în funcţie de liniile arcurilor pericarpatice (Siret, Prut şi Nistru).

- În sud, *Podişul Getic şi Mehedinţi* apar numai în dreptul Carpaţilor Meridionali.

---

[3] M. Socolescu ş.a., *Structure of the carths crust în Romania as based on the gravimetric data*, în Revue Roumaine de Géologie, Géophisique, Géographie, Serie Géologie, nr. 8, 1964.

[4] I. Gavăt, *Interpretarea geologică a prospecţiunilor geofizice*, Editura Academiei, 1973.

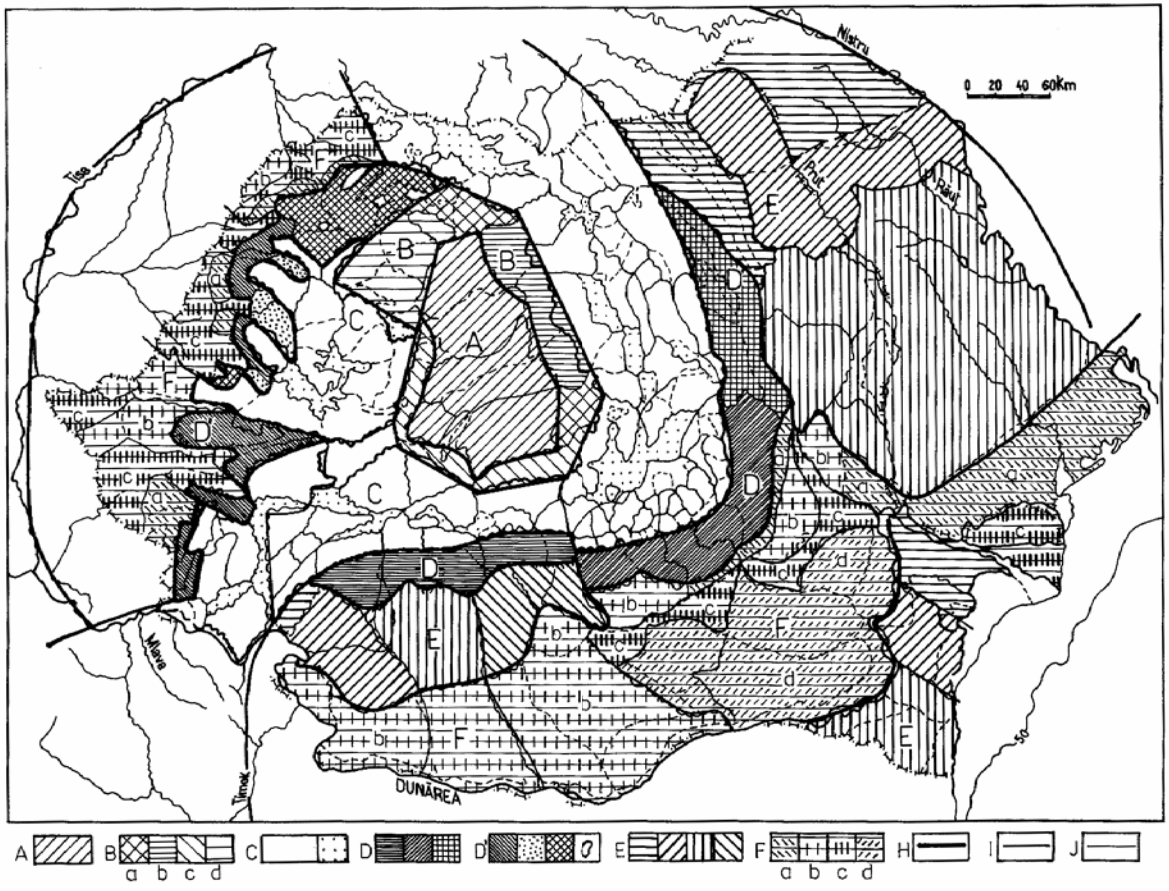


Fig. 11 – Structura complexă (circular-radiară) a Domeniului carpato-danubiano- pontic:
A – Nucleul transilvănean (podişuri deluroase);
B – Inelul peritransilvănean (a-b = Subcarpaţii Transilvani, c = depresiuni de contact, d = podiş);
C – cercul carpatic (masive, depresiuni);
D – Subcarpaţii (Getici, de Curbură, Moldovei);
D' – Dealurile Vestice (dealuri, depresiuni, podiş, măguri cristaline de tip carpatic);
E – Podişuri (cu subdiviziuni);
F – Câmpii (a = de glacis, b = piemontane şi de terase, c = subsidente, d = piemontan-terminale şi fluvio-lacustre);
H – Limite de unităţi concentrice;
I – Limite transversale (radiale) în cadrul unităţilor concentrice;
J – Limite de unităţi inferioare

- În continuarea primului, către sud, se trece lin la *Câmpia Română Getică* (până la Argeş), ambele (şi Podişul Getic) delimitate către est de falia Dâmboviţei (prelungită spre sud cu falia Oltenitei). În interior, sectorizarea celor două subregiuni se face pe aliniamentele Olt şi Jiu. Spre est, unde limita podiş-câmpie corespunde cu Curbura Subcarpaţilor (limita câmpiilor piemontane şi de glacis), este *Câmpia Română de Est* sau Câmpia Limanurilor.

Curbura, în general, solicită o atenţie aparte. Este un sector extrem de complex şi activ al Carpaţilor. El impune în exterior *cel mai complex sector* de dealuri, câmpii şi podişuri:

- este vorba, mai întâi, de *Subcarpaţii Curburii* (cei mai complecşi);
- apoi de *Câmpia Română de Est* sau Câmpia Limanurilor (cea mai complexă din ţară);
- de *Podişul Dobrogei* (cel mai complex podiş din ţară);
- de *Delta Dunării şi Platforma litorală* (unicate).

Este bine să insistăm aici, amintind *fâşiile arcuite* ale câmpiilor piemontane şi de glacis, a celor de subsidenţă, a celor piemontan-terminale, fostele câmpii de glacis predobrogean (Hagieni-Nasul Mare), arcurile câmpiilor foste sau actuale bălţi dunărene.

În plus, de remarcat şi *fracturarea Podişului Dobrogean* pe direcţii sud-est – nord-vest (radial carpatic), dar şi pe liniile unor arcuri pericarpatice (falia bălţilor dunărene, sau lăsarea estică faţă de o linie Mangalia-Tulcea ş.a.). Indiferent de explicaţie, tot în dreptul acestei curburi carpatice (continuată ca aliniament nordic de la Trotuş spre est cu falia Bârladului, până la limanul Nistrului) se găseşte şi *cea mai lată fâşie de platformă a Mării Negre*.

Aici, la *Curbura carpato-pontică*, se ridică mai clar o problemă: placa (sau platforma) ce se scufundă în faţa Carpaţilor a determinat această morfo-structură, sau invers ? Răspunsul poate fi următorul: iniţial placa sau/şi plăcile vecine au impus o anume structurare geologică a Curburii. Născându-se însă segmentul muntos, ca relief, aceasta a devenit, morfologic, tot mai influent spre exterior, determinând tipuri şi sectoare diferite de câmpii şi podişuri, trecute în prealabil şi prin faze lacustre sau uneori de platformă marină.

„Jocul reliefului" stă pe calapod geologic, dar el, relieful, îşi are propriile sale legi. Aceste legi au funcţionat şi în Domeniul Carpaţilor şi, cu timpul, s-au impus în aşa fel încât *dependenţa geologică iniţială a morfostructurii rămâne tot mai indirectă, pe prim plan în sistemul relief trecând evoluţia morfologică*.

Complexitatea structurilor carpatice (şi transmiterea ei în exterior)

A. *Diversitatea şi unitatea Carpaţilor*

Am văzut cum Cercul carpatic a impus în interior şi în exterior (până la anumite limite) structuri concentrice, iar sectoarele (uneori şi subsectoarele) sale au determinat şi o dispunere radială. Dar Carpaţii au *şi în amănunt o structură foarte diversificată*, fiecare sector şi subsector cu propriul său specific (fig. 12). Şi această caracteristică a fost transmisă atât în interiorul (Transilvania), cât şi în exteriorul Domeniului clădit pe calapodul carpatic. Cunoaşterea acestei particularităţi ajută la înţelegerea complexităţii Domeniului carpato-danubiano-pontic. Sub acest aspect, de amănunt, problema este puţin studiată şi generalizările se pot dovedi pripite.

Pe total, Carpaţii reprezintă un **şir muntos heteroclit**, ce nu seamănă cu nici un lanţ alpin. Faptul a fost sesizat, cum s-a spus, de către geograful Emm. de Martonne. El arată că Orientalii au stil jurasic, Meridionalii îi încadrează tipului „transilvan", oarecum ca Appalaşii, sau ca o parte dintre Stâncoşi etc., iar pe total îi numeşte *munţi de tip carpatic*.

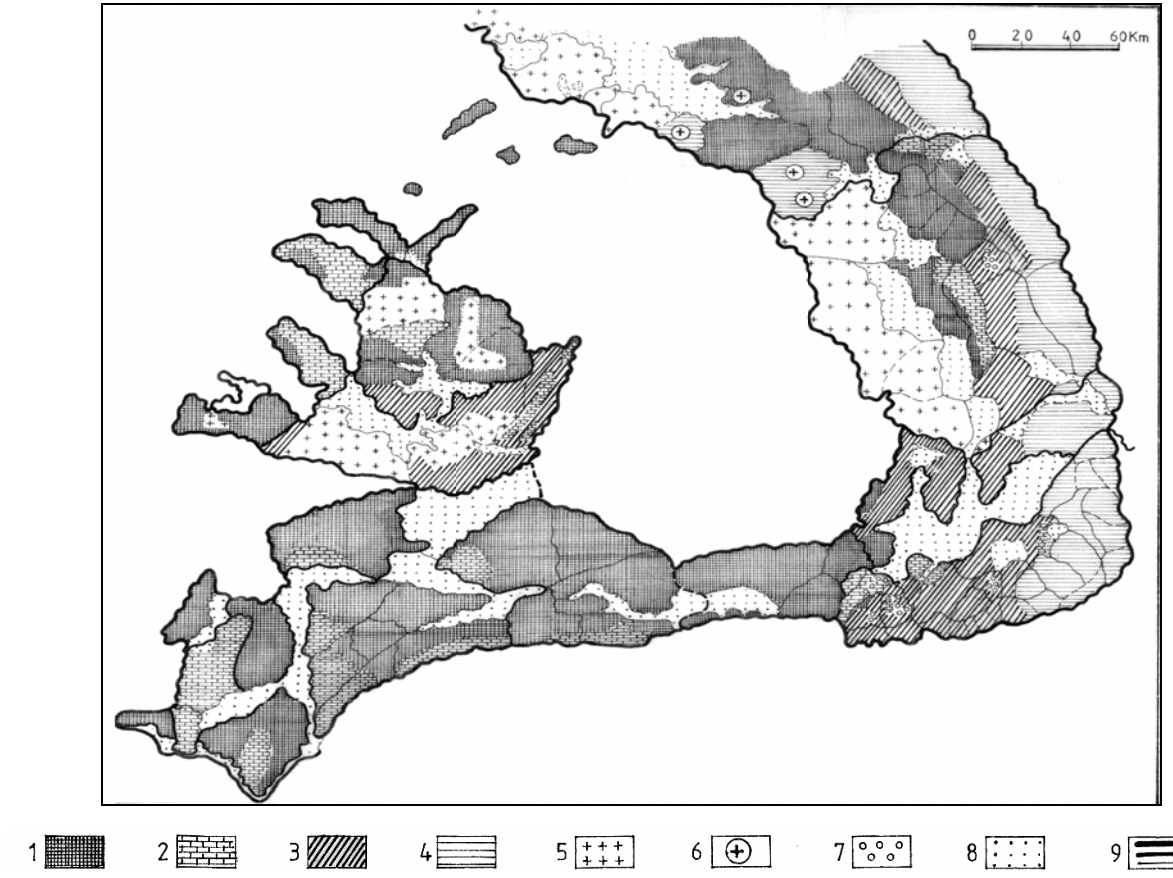


Fig. 12 – Structura complexă a Carpaților: 1 – Areale cu șisturi cristaline; 2 – Calcare mezozoice; 3 – Fliș cretacic; 4 – Fliș paleogen; 5 – Eruptiv; 6 – Eruptiv în areale de fliș; 7 – Conglomerate; 8 – Depresiuni intracarpatice; 9 – Limite (limita Carpaților, limită de sectoare sau grupări de masive, limită de unități și subunități – masive, culmi, depresiuni etc.)

Primul element de complexitate rezultă din faptul că inelul carpatic este format din *segmente diferite ca structură*. Cauza: fiecare segment a fost structurat prin ciocnirea altor perechi de plăci. Nunai în final, ramurile Carpaţilor s-au unit într-un cerc complex, deoarece au avut *un numitor comun, microplaca transilvană*. Ea a fost prinsă la mijloc, ea s-a ciocnit cu toate, pe rând sau/şi concomitent, şi în jurul ei s-au unit toate segmentele muntoase, generate însă separat. Ea dă unitate unor Carpaţi foarte diverşi – *Carpaţii Româneşti*.

B. *Structura sectoarelor carpatice*

Trecând la structura de amănunt, a fiecărui sector, o facem în special prin prisma modului de aranjare a masivelor, culmilor şi depresiunilor, dar şi în funcţie de constituţie (cristalin, fliş, vulcanic).

Carpaţii Orientali. Au cea mai complexă, dar şi cea mai ordonată structură: foarte multe masive şi depresiuni, dar dispuse în fâşii paralel-curbate, diferenţiate atât geologic, cât şi geomorfologic.

Instructivă este urmărirea *limitei de vest formată din patru segmente lineare*, cu direcţii diferite, care delimitează în faţa lor (spre est) *trei segmente montane*. Pe această latură transilvană, Orientalii apar curbaţi, pe când limita estică este lineară. Primul segment transilvan al limitei Orientalilor are direcţia aproape nord-sud (fig. 7) şi aparţine munţilor Oaş şi Igniş. Urmează o frângere spre sud-est în unghiul căreia se extinde cel mai mare masiv eruptiv nordic (Igniş), dar tot aici avansează cel mai mult, spre est, Câmpia Banato-Crişană.

Altă schimbare de direcţie se produce la limita masivelor Rodna şi Bârgău; perpendicular pe unghiul de aici se plasează Culoarul Bârgău-Dorna-Câmpulung. În fine, ultima schimbare de direcţie se face la limita munţilor Harghita-Perşani, care marchează începutul Curburii.

Rezultă, din hartă (fig. 7), că *schimbările de direcţie coincid*, în interiorul munţilor, *cu modificări structurale sau/şi de altitudine*.

- La nord de linia Bârgău se delimitează *primul sector, Bucovino-Maramureşean*, cu fâşii paralele bine ordonate, dar întrerupte de Masivul Rodna, iar Muntele Bârgău apare ca o tranziţie.

- Urmează, la sud, *sectorul dintre Bârgău şi sudul Munţilor Harghita*. Limita sudică a acestuia coincide cu o altă linie (pasul Oituz-Trotuş, Muntele Nemira, S Harghita). Aceştia sunt *Carpaţii Moldo-Transilvani*, unde şirul vulcanic e mai lat, cel cristalin mai fragmentat şi uneori puternic acoperit cu calcare mezozoice, flişul are 1-2 şiruri, cu o lăsare în lungul văii Trotuşului şi o reînălţare în Nemira.

- Al treilea este *sectorul Perşanilor* sau *Obcinele Braşovului*. Aici reapare cristalinul, dar situat în partea de vest şi nu central. Deşi net separat ca sector (după linia vestică, dar şi ca relief), el se materializează mai ales în jumătatea vestică a lăţimii Orientalilor. Relieful său major este de tip *obcine joase*, *o replică a clăbucetelor*, de asemenea joase, de pe latura sudică a Depresiunii Braşovului. Oricum, prin acest sector, apare clar că marea despicătură vecină, Bran-Braşov-Oituz, aduce aici o schimbare netă faţă de structura în fâşii petrografo-morfologice a Orientalilor (vezi *Curbura*).

O analiză mai de amănunt pentru *primele două sectoare* ale Carpaţilor Orientali indică o *structurare în şiruri de masive mici şi mijlocii* sau de culmi joase, adesea mai alungite (obcine). Între ele sunt *depresiuni şi văi longitudinale*. Ordonarea şirurilor începe, în vest, cu cel vulcanic, urmează şirul cristalin (terminat la valea Trotuşului, unde flişul ia contact direct cu eruptivul – Munţii Ciuc şi Harghita-Ciumatu), iar în est sunt două şiruri de culmi formate din fliş.

Aparte, cum s-a spus, se delimitează, în sudul şirului vulcanic şi la vest de Masivul Nemira (din fliş), *trei culmi netede şi joase* (Obcinele Braşovului), ce se impun printr-o structură diferită, cu orientarea nord-est – sud-vest inversă decât cea din nordul liniei Bârgău-Câmpulung. Două dintre obcine sunt din fliş, cea vestică din cristalin. Limita lor nordică formează o linie est-vest, ce trece prin sudul (sau chiar nordul) Masivului Nemira şi înşeuarea Oituz, sau Moineşti. Limita sudică se opreşte la falia Bran-Braşov-Oituz. Dar, din motivele amintite, acest sector este înglobat adesea la Carpaţii Curburii, sub numele de „Curbura internă". Dispunerea sa este însă liniară şi nu curbată. S-ar putea deci numi „partea" internă a Carpaţilor de Curbură sau, mai normal, Obcinele Curburii, ori Perşani-Nemira (vezi Gr. Posea, 1998)[5]

Stilul *morfotectonic* general al Orientalilor ar fi *carpato-jurasian*. Este necesar însă a se sublinia existenţa unui *puternic şir vulcanic neogen*, faptul că ondulările flişului sunt deversate spre est şi că structurarea a fost estompată de către *suprafeţele de eroziune*, care în general trec pe prim plan. În plus, cu toată ordonarea în şiruri şi segmente, *diversificarea locală devine regulă*, din cauza multiplelor posibilităţi de combinare între şiruri, structuri, roci, altitudini etc. De aici, *mulţimea masivelor şi depresiunilor, dispuse ordonat, dar foarte diverse între ele*. Şi atunci, care aliniamente se vor impune către exterior – spre Transilvania şi spre Moldova ? Cele generale sau cele specifice şirurilor marginale (vulcanic şi flişul paleogen) ? Răspunsul este că ambele, dar aspectele de amănunt necesită încă studii.

Carpaţii Curburii. Introduc o cu totul *altă structură morfologică*, adesea neluată în seamă deoarece se desfăşoară pe aceleaşi fâşii de fliş din Orientali, prelungite însă curbat spre sud-vest. De ce totuşi altă structură ? Pentru că, aici, rolul genetic de bază l-a jucat altă microplacă, avansată pe altă direcţie şi în alt mod – microplaca Mării Negre[6]. În plus, *lipsesc şirurile vulcanic şi cristalin* propriu-zis, iar structura în fâşii nu mai impune, la suprafaţă, aliniamentele de culmi (obcine) care să corespundă cu câte o anume pânză structurală. Din contră, Curbura Carpatică este formată dintr-un *singur şir de masive*, de înălţime mijlocie (1500-2000 m), dispuse în arc şi tronând, aproape fiecare masiv, pe o altă pânză de fliş sau pe altă variantă locală tectono-structurală. Fundamentul şi chiar structurile de suprafaţă sunt direcţionate est-vest sau curbate, rezultând o *structură în tablă de şah*.

Situaţia reală se înfăţişează puţin mai complicat faţă de modul cum este adesea simplificată. De aceea, se impune să vedem, mai întâi, care sunt *limitele Curburii*, atât de controversate, ca să analizăm apoi şi structurile cuprinse în acest areal. Vom aborda numai limita vestică (valea Prahovei sau valea Dâmboviţei?) şi limita spre Orientali (cu, sau fără, Depresiunea Braşovului? cu, sau fără, o „curbură internă montană"?).

- Pentru început, precizăm că toate părerile enunţate, pentru o soluţie sau alta, au o cauză comună: *caracterele de tranziţie de la Orientali la Curbură* şi de la aceştia *la Meridionali*. Porţiunile tranzitorii sunt trecute când la un segment, când la altul. Lipseşte, până în prezent, un studiu de amănunt, comparativ şi pe problemă. Nu enumerăm autorii ce susţin o limită sau alta. Menţionăm numai ultima lucrare de anvergură: *Geografia României* I (1983) şi III (1987). În primul volum, pag. 184, „Carpaţii de Curbură" reprezintă o ramură aparte, ca şi Orientalii şi se extind până la Culoarul Rucăr-Bran inclusiv, dar fără Depresiunea Braşovului[7]. În acelaşi volum, dar la pag. 604, aceştia

[5] *Carpaţii Curburii – structură şi limite* (un punct de vedere), *Comunicări de geografie*, vol. II.

[6] Există şi părerea că nu e vorba de o microplacă – vezi Mircea Săndulescu, 1994, citat în *Geografia fizică* de Gr. Posea şi Iuliana Armaş, p. 321, 1998.

[7] Situaţia este redată similar şi pe harta Regiunilor geomorfologice din *Atlasul Naţional*, planşa III-5.

(Carpaţii Curburii) devin grupă a Orientalilor, se extind numai până la valea Prahovei, dar includ şi Depresiunea Braşovului. Aici autorii au avut însă frumoasa inspiraţie de a plasa pe aceeaşi hartă şi Subcarpaţii (pag. 602). Apare, pe acea hartă, o inadvertenţă de neadmis: în spatele Subcarpaţilor dintre Prahova şi Dâmboviţa rămâne un loc gol; ei nu au suport genetic (carpatic) deoarece grupa Bucegi este plasată la Meridionali. Totuşi, continuitatea lor cu restul Subcarpaţilor de Curbură este de necontestat. Ca urmare, se cere adăugat, în spatele lor, şi grupa carpatică ce i-a născut (şi tot la Curbură), adică Bucegi-Leaota.

- A doua problemă, *Depresiunea Braşovului*. Ea este cu totul aparte faţă de toate depresiunile Orientalilor. Are poziţie perpendiculară pe Orientali şi în perfectă continuitate cu cel mai tipic culoar de înălţime transcarpatic, Rucăr-Bran. Pe de altă parte, pătrunde adânc, prin două diverticole în formă de pană, spre nord, în Orientali. Genetic, reprezintă o mare despicătură a scoarţei, umplută subsident cu aluviuni. A fost determinată de subducţia frunţii microplăcii Mării Negre şi de încălecarea, peste ea, a flişului Curburii. Acesta se prelungeşte structural din Orientali, dar aici pânzele sale au fost deplasate către vest şi arcuite. Înălţarea acestor segmente arcuite la nivel de munte s-a făcut, în plus, pe o axă perpendiculară faţă de structura în pânze (nu longitudinal ca în Orientali). A rezultat, ca urmare, o nouă structură morfologică, iar *depresiunea* din spate, care se lărgeşte şi azi, *este singenetică* acestei structuri şi orientată nord-est – sud-vest, ca şi aliniamentul muntos. *Ţine deci mai mult de Curbură*.

Aşadar, apariţia marii depresiuni a Braşovului *a avut urmări structurale şi în vecinătate, pe laturile montane*. Acestea s-au înălţat mai lent, uneori au suferit fracturări sau fragmentări în plus, au apărut, în interiorul lor, chiar depresiuni mai mici. Aşa s-a întâmplat, pe latura de nord-vest, unde s-au format munţii joşi Perşani-Baraolt-Bodoc, care includ şi depresiunile „apendice" Sf. Gheorghe, Feldioara-Baraolt, Vlădeni, chiar Zărneşti. La fel s-au petrecut lucrurile şi pe latura opusă, unde masivele Postăvaru şi Piatra Craiului s-au rupt de Bucegi şi au rămas mai joase, iar pe rocile mai moi munţii sunt şi mai joşi şi s-au modelat în formă de „clăbucete" (în loc de obcine) – Clăbucetele Predeal-Întorsurii-Breţcu. Tot pe această latură au apărut şi unele mici depresiuni: Comandău, Întorsurii, bazinetul Timişului şi chiar golful Râşnovului. Existenţa unor trepte montane joase este şi motivul pentru care unii autori introduc şi o „curbură internă" (vezi, de exemplu, V. Mihăilescu, *Carpaţii Sud-Estici*, 1963, pag. 202).

Dar *până la ce distanţă de axa tectonică* Rucăr-Braşov-Oituz au fost afectate şi schimbate structurile vecine pentru a le încorpora Curburii ? Pe latura internă, cele trei obcine (Perşani, Baraolt, Bodoc), deşi nu seamănă cu masivele de pe latura externă, sunt totuşi net diferite de relieful situat mai la nord. *V. Mihăilescu* (şi alţii, ca N. Orghidan, 1929, Emm. de Martonne, 1907) introduce aici chiar şi Masivul Ţaga (Ţagla), 1641 m, din estul Munţilor Făgăraş. Acesta a fost afectat de lăsarea braşoveană, dar a rămas încă mai mult legat de Masivul Făgăraş, numai la poala lui estică (valea Şinca) începe clar un alt relief şi un alt peisaj, cel de tip curbură.

- O problemă care nu a fost pusă până în prezent, dar apare oarecum întrezărită la *V. Mihăilescu* (1963, pag. 202), este aceea a *limitei nordice a structurilor Curburii*. Începem cu o întrebare: ne putem opri cu rama montană a Depresiunii Braşov numai la jumătatea distanţei, adică numai până la est de Baraolt ? Este adevărat că masivul ce urmează, Nemira, atinge 1600-1649 m, dar depresiunea este totuşi închisă de acest munte. Chiar, mai mult, şi în aceasta constă răspunsul: în spatele său (a masivului), la limita de nord, trece un *aliniament de altitudini joase*, care continuă pe cel din nordul Obcinelor Braşovului: Depresiunea Bixad (pe Olt), muntele Ciumatu[8] , Depresiunea Plăeşi

[8] Despre care V. Mihăilescu amintea că e posibil să fi suferit influenţa lăsărilor din Depresiunea Braşov, *Op. cit*., pag. 202.

(pe râul Caşin), valea transversală a Uzului, înşeuarea Moineşti şi, la sud de ea, munţii foarte joşi ai Berzunţiului. Deci, dacă admitem o ramă nordică („ramă" şi nu curbură, căci este rectilină) a Curburii, atunci limita ei merge din nordul Perşanilor, peste valea Uzului, până la Moineşti. Aşa indică structura influenţată de marea despicătură a Braşovului.

- Cât priveşte *limita vestică,* argumentul poziţie este clar: *grupa Bucegilor* este la fel de deplasată către sud, în raport cu Munţii Făgăraş, ca şi restul Curburii. În plus Culoarul Rucăr-Bran şi culmea Piatra Craiului din vestul său aparţin aceleiaşi structuri morfotectonice ca şi Depresiunea Braşov. Am văzut cum părţi din acest grup al Bucegilor s-au desprins şi au rămas ca masive joase în rama depresiunii (Postăvaru şi Piatra Mare), iar pe partea opusă, în sud, grupa respectivă a creat un segment din Subcarpaţii de Curbură (Subcarpaţii Ialomiţei). Relieful lor de conglomerate şi calcare nu seamănă deloc cu relieful din Făgăraş, dar are similitudini cu cel din Ciucaş, din Postăvaru şi Piatra Mare. Atunci, cel puţin *structural, Munţii Bucegi-Leaota-Piatra Craiului aparţin Curburii*, iar sub alte aspecte sunt, *cel mult, o tranziţie*.
- Analizând pe ansamblu *structura Carpaţilor de Curbură*, observăm că, în fapt, apar *trei aliniamente* diferite, fiecare cu compartimente: la mijloc este *aliniamentul depresionar* Rucăr-Braşov-Oituz, spre exterior – *curbura masivelor montane*, iar în nord-vest – *rama obcinelor* Perşani-Berzunţ (fig. 13). Latura internă păstrează stilul nordic, în fâşii paralele, dar dispuse nord-sud şi fără şir vulcanic, cu cristalin pe marginea vestică şi cu altitudini joase, excepţie făcând numai Masivul Nemira.

Aliniamentul axial, de scufundare, are trei compartimente: Culoarul Rucăr-Bran, pe un sinclinal tectonizat, compus din calcare şi conglomerate, apoi Depresiunea Braşovului, o despicătură largă umplută cu aluviuni şi netedă ca o câmpie, deşi are 560 m, şi un al treilea compartiment, înşeuarea (culoarul) Oituz, marcat de o lăsare a pânzelor flişului paleogen.

Curbura în sine este un arc de masive muntoase medii, aliniate transversal pe pânzele flişului, aliniament mărginit de munţi mai joşi, de tip clăbucet, sau de „pinteni" (Furu-Ivăneţu). Aici termenii de „clăbucet" (munte mic şi rotund) şi „clăbuc" sunt la fel de frecvenţi ca şi cel de „obcină" între masivele Ţibleş şi Nemira din Orientali. Chiar şi masivul Leaota are clăbucetul său, dar la limita cu Culoarul Rucăr-Bran (la sud-est de Fundata).

Indiferent de limitele ce le acordăm Carpaţilor de Curbură, *varietatea şi specificul structurii lor* geomorfologice rezultă cu claritate. Cauzele acestei structuri morfologice complexe sunt patru: *structura geologică* dispusă în fâşii de fliş, orientate în mare nord-est – sud-vest; *încrucişarea a trei stiluri tectonice* (falii specifice Orientalilor, direcţionate oarecum nord-sud, altele specifice Meridionalilor, orientate vest-est şi o tectonică proprie, mai ales în exteriorul faliei Rucăr-Braşov-Oituz); *neotectonică proprie*; *jocul eroziunii* şi acumulării suprapuse pe structură şi tectonică.

Neotectonica s-a impus printr-o ridicare arcuită (perpendiculară pe structura flişului) în exteriorul despicăturii Rucăr-Braşov-Oituz şi prin frânarea ridicării aliniamentului de obcine din partea opusă a acestei despicături (Perşani-Berzunţ). *Ridicarea arcuită* a făcut legătura între Orientali şi Meridionali şi, fiind între două aliniamente de lăsare (Braşov şi Câmpia Română), a dat naştere la trei şiruri de munţi, dar sudate între ele: un şir central mai înalt (în jur de 1700 m, iar la vest şi peste 2000 m) şi două laterale, de circa 1000-1300 m, de tip clăbucet. Multitudinea masivelor, din cadrul lor, a rezultat prin *eroziunea diferenţială* aplicată straturilor de fliş, care a orientat şi fixarea văilor principale. Deci, esenţialul structurii morfologice de la Curbură se întâlneşte în arcul extern, Vrancea-Bucegi.

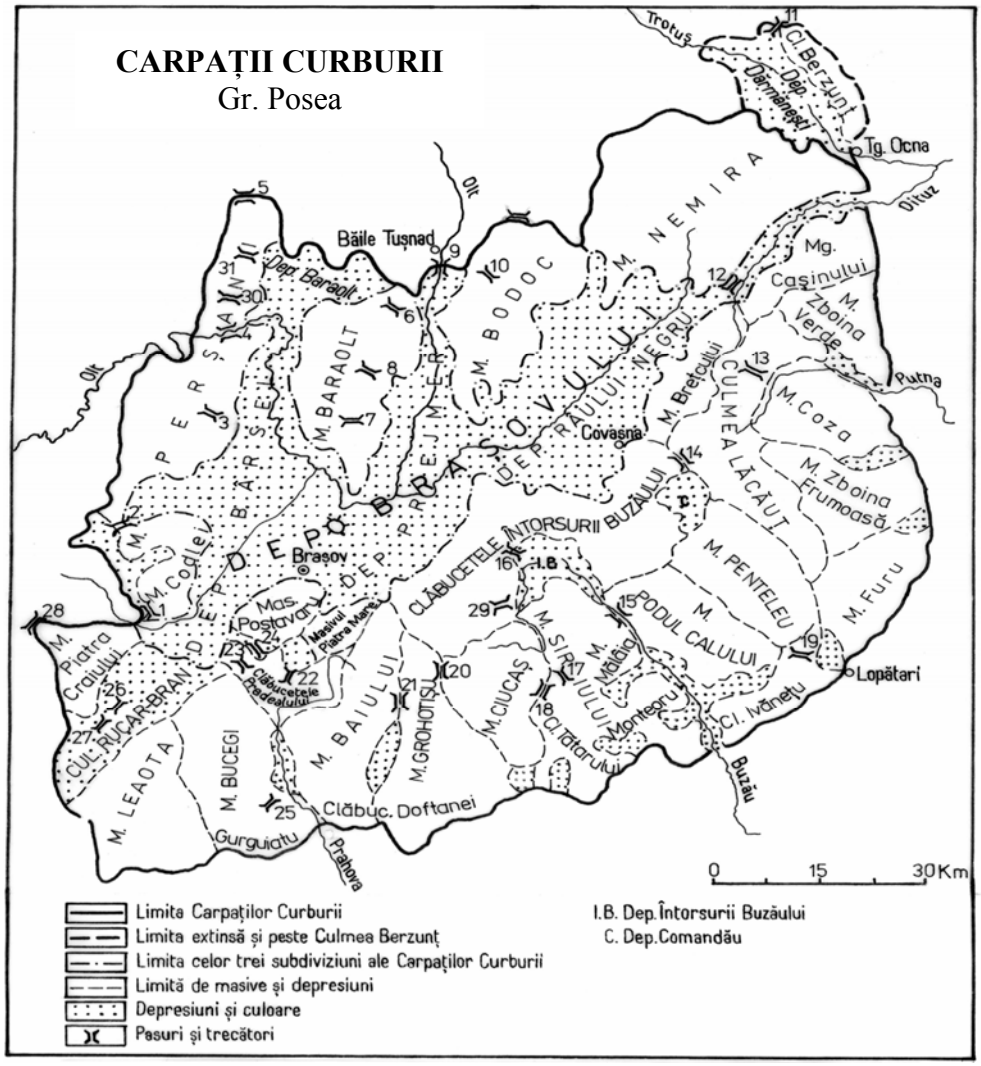


Fig. 13 – Carpații Curburii. 1) limita Carpaților Curburii; 2) limită extinsă şi peste Culmea Berzunț; 3) limita celor trei subdiviziuni ale Carpaților Curburii; 4) limită de masive şi depresiuni mici; 5) depresiuni şi culoare; I.B. Depresiunea Întorsurii Buzăului; C. Depresiunea Comandău; 6) pasuri şi trecători: 1) Şinca (Şercaia) 765 m; 2) Vlădeni 619 m; 3) Bogata 692 m; 4) Racoş 460 m; 5) Mereşti; 6) Ozunca 710 m; 7) Vâlcele 690 m; 8) Aita; 9) Bixad; 10) Turia, 11) Moineşti; 12) Oituz 866 m; 13) Muşat 1170 m; 14) Valea Zânelor; 15) Harțagu; 16) Brădet (Întorsura Buzăului) 838 m; 17) Boncuța 1078 m; 18) Tabla Buții 1237 m; 19) Ivănețu; 20) Bratocea 1263 m; 21) Predeluş 1295 m; 22) Predeal 1033 m; 23) Diham; 24) Pârâul Rece (Crăcănel) 1095 m; 25) Păduchiosul; 26) Bran 1290 m; 27) Giuvala 1275 m; 28) Tămaş (Curmătura Foii) 1367 m; 29) Dălghiu; 30) Rica; 31) Românilor

Şi *aliniamentul morfotectonic Rucăr-Oituz* nu are corespondent nici în Orientali, nici în Meridionali. De asemenea, originale sunt şi *Obcinele Perşani-Berzunţ,* fiind singurele care se aliniază pe o lăţime ce trece din Transilvania în Moldova.

Ca urmare, *structura Curburii poate fi sintetizată*, cum s-a spus mai sus, astfel: *un culoar axial*, tectonic, orientat nord-est – sud vest (subdivizat prin „porţi" şi diverticole depresionare avansate către nord, uneori şi spre sud), apoi *o mulţime de masive dispuse arcuit şi în trepte*, pe latura de sud-est şi, în fine, *un aliniament de obcine*, pe latura de nord-vest, „desprinse" din Orientali. Prin această prismă, a structurii de amănunt, *Carpaţii Curburii devin cei mai complecşi*. Spre exterior, influenţa lor se transmite mai ales în complexitatea Subcarpaţilor de Curbură, a Câmpiei Române de Est şi chiar spre Dobrogea. Rezultă că influenţele lor externe sunt mai puternice decât cele ale Carpaţilor Orientali. Amănuntele rămân însă şi aici un subiect de cercetat.

Carpaţii Meridionali. *Au cea mai simplă structură*: *trei mari masive bloc* aliniate est-vest, iar în interior se remarcă *un aliniament morfotectonic longitudinal*, pe care s-au fixat văi sau depresiuni longitudinale (Cerna-Petroşani-Lotru-Loviştea). Aliniamentele de amănunt (tectonice sau structural-petrografice) nu reduc din masivitatea celor trei mari unităţi, dar creează aspecte locale specifice, în unele cazuri *impunându-se şi în exterior*. Există destule cazuri (în afara celor citate la punctul $B_{2.2}$) din care reţinem: trecerea „muscelelor" la vest de Olt în dreptul părţii de est a Munţilor Căpăţânii (Munţii Buila-Sturu), apariţia unor subcarpaţi „cutaţi" sub Masivul Iezer[9] (dar numai în prelungirea Culoarului Bran-Rucăr), înlocuirea Subcarpaţilor cu Podişul Mehedinţi în dreptul Munţilor Mehedinţi, apariţia unor depresiuni subsecvente sub Masivul Cozia etc.

A merge şi mai în amănunt cu aceste „determinisme", în cazul Meridionalilor, pare a fi o exagerare. Aceasta, deoarece multe astfel de diversificări, care există, sunt impuse de evoluţia hidrografiei care, totuşi, a ţinut uneori cont şi de tectonică. Până la această treaptă de detaliere, influenţele exterioare ale Meridionalilor, deşi par mai reduse, sunt totuşi cele mai clare din aproape toţi Carpaţii.

Munţii Apuseni. Prezintă *o structură mozaicat-palmată*, cu *cinci culmi-horst* către vest şi nord, cu *un bloc-masiv* şi complex (central-estic) şi cu *o treaptă joasă* în lungul Mureşului (în sud şi sud-est). Influenţele lor diversificatoare, de amănunt, se resimt, mai ales către vest, nord şi mai puţin spre est.

La fel de diferenţiate se prezintă şi depresiunile propriu-zise.

Către nord, Apusenii se risipesc în insule cristaline ce tind spre „viitori" munţi; sub Vlădeasa se păstrează un podiş-depresiune unicat (Huedin), sub Muntele Mare s-a introdus o depresiune deluroasă de contact (Iara-Vlaha), barată de chei (Iara, Hăjdate) şi de un deal înalt (Feleacul).

Munţii Banatului. Interesează mai ales pentru structurile lor ce *influenţează Dealurile Vestice Bănăţene*. Este vorba în principal de *treapta joasă cristalină de vest*, care este discontinuă (ca urmare, între munţii Locvei şi Dognecei s-au insinuat depresiunea şi dealurile Oraviţei), şi de *întreruperea către nord a treptei mijlocii* (Munţii Aninei), unde s-a format Culoarul depresionar-deluros al Reşiţei. În plus, fiecare segment de deal (situate sub Munţii Locvei, sub Munţii Dognecei sau sub Munţii Aninei) prezintă ceva specific. Către nord, Dealurile Pogănişului, care sunt mai masive şi mai late, par a încerca să prelungească muntele spre golful Lugojului şi să facă din Culoarul Reşiţa-Brebu o depresiune intramontană. În ce priveşte *Munţii Poiana Ruscăi*, ei sunt, poate, singurii care *nu se remarcă prin impunerea directă a unor influenţe spre exterior*.

[9] Subcarpaţii Mătăului.

Reprezintă un horst cu patru laturi inegale, ce se ridică peste areale vecine de distensie, care au avut mult timp tendințe de subsidență.

Pentru toate cele cinci sectoare carpatice se impun trei generalizări: *complexitatea* de amănunt a fiecăruia rezultă mai clar din *numărul şi varietatea masivelor*, culmilor şi depresiunilor (fig. 12); *structura şi stilul* lor morfologic apar însă din *modul de ordonare al acestora* (şi aici ordinea complexității uneori se schimbă); *influențele spre exterior şi către Transilvania* sunt impuse când de stil, când de structura locală (mai ales de cea periferică).

Concluzii

S-a încercat *evidențierea morfostructurii esențiale*, care indică o organizare de tip sistem a spațiului geomorfologic conturat o dată cu formarea cercului Carpaților Româneşti. S-a pornit de la *cunoaşterea scării evoluției paleomorfologice*[10] (începând cu plămădirea Carpaților în diverse geosinclinale locale şi până la conturarea şi formarea coroanei muntoase de azi), dar mai ales de la evidențierea şi *asamblarea unor aliniamente geomorfologice* (sau/şi structurale), din interiorul Carpaților către exterior şi către Depresiunea Transilvaniei. Din această asamblare rezultă cu claritate existența unor *subsisteme geomorfologice circulare subordonate Carpaților*, dar şi aliniamente în formă de *arcuri* (fig. 8) şi *radiale* (fig. 9), care împreună formează **structura sistemică a Domeniului Carpato-danubiano-pontic** (fig. 11).

1. **Nucleul principal al sistemului geomorfologic**, care poate fi observat pe orice hartă topografică, îl constituie *inelul carpatic*. De la el, şi conform cu structura sa complexă (fig. 7, 12), radiază spre exterior *subsisteme circumcarpatice* de dealuri, de depresiuni, de podişuri şi câmpii, fiecare *cu variații sectoriale ordonate radial* (fig. 11).

2. În cadrul subsistemelor se evidențiază **aliniamente arcuite** de tipuri de relief sau numai *linii geomorfologice arcuite* care se reunesc adesea în cercuri (fig. 8). Aşa sunt: aliniamentele morfostructurale ale masivelor şi depresiunilor din Carpații Orientali sau din cei de Curbură, aliniamentul median (linia Loviştea-Lotru-Jiul de Est şi de Vest-Cerna) din Carpații Meridionali etc. (fig. 12); arcurile ce delimitează Subcarpații sau Podişul Getic, arcurile marcate de văile Siret, Prut, Nistru, Dunăre sau Tisa etc. (fig. 8 şi 10).

3. **Existența unor linii şi aliniamente radiale** care se suprapun peste subsistemele concentrice şi care au fost impuse, fie dinspre Carpați către reliefurile periferice (suprapuse plăcilor care înconjoară orogenul carpatic), fie dinspre plăcile vecine către/şi în Carpați (fig. 9). Aceste linii radiale închid între ele *fâşii variate* din benzile tipurilor de relief circumcarpatic (sectoare subcarpatice, de podiş, de câmpie etc.), diversificându-le spațial structura şi relieful. Rezultă deci o *structurare radială*.

4. **Diversificarea** are *două niveluri*: primul, legat de fiecare placă sau sector de orogen în parte[11], şi al doilea, în cadrul uneia şi aceleiaşi plăci sau în cadrul aceluiaşi sector de orogen[12].

5. Ambele structuri (şi subsisteme) se reunesc într-o **structură unitară concentric-radială**, formând un *sistem spațial-geografic* (fig. 11). *Limitele* acestui

[10] Gr. Posea şi colab. (1974), *Relieful României*, Editura Ştiințifică.

[11] De exemplu, Subcarpații au tot atâtea sectoare specifice câte plăci vecine sunt sub ei.

[12] Exemplu: Subcarpații Getici, din dreptul plăcii Moesice (sau din dreptul orogenului Meridionalilor) prezintă şi subsectoare cum ar fi: în dreptul Culoarului Rucăr-Bran sunt dealuri cutate – Subcarpații Mățăului; în dreptul Munților Făgăraş sunt Muscelele; în dreptul Parângului apar dealuri mai „cutate", iar în dreptul Munților Vâlcanului există cele mai joase şi mai puțin „cutate" dealuri subcarpatice. La fel în Câmpia Română de Est: pe placa Mării Negre există o fâşie de subsidență, dar care se subdivide apoi în trei areale largi (Titu, Săratei şi Siretului) şi două foarte înguste (Puchenilor şi Călmățui-Buzău).

sistem, pe care geografii români şi geopoliticienii îl numesc Carpato-danubiano-pontic, sunt date de ultimele linii arcuite ce reprezintă structura sistemică amintită (şi are ca nucleu-motor inelul Carpaţilor Româneşti). Ele sunt marcate de: valea Nistrului, larga platformă litorală din dreptul Basarabiei şi Dobrogei, valea Dunării, valea Tisei.

6. **Impulsul iniţial** al acestei structuri a pornit *din partea dinamicii plăcilor* (fig. 6) ce au interacţionat. Plăcile au format elementul motor al structurii geologice, ele au determinat diferite sectoare geosinclinale şi apoi fâşii de orogen. Dar, o dată cu prinderea la mijloc a microplăcii transilvane, s-a ajuns, numai pe spaţiul din jurul său, la *conturarea unui nou sistem geomorfologic* al cărui nucleu (şi motor esenţial al evoluţiei) a devenit **inelul carpatic şi depresiunea sa centrală – Transilvania**. În jurul Carpaţilor s-au aliniat (şi structurat) şi părţi din plăcile vecine (nu plăcile în întregul lor). Aceste plăci au devenit, mai întâi, avanfose sau/şi bazine de sedimentare, au oscilat pe verticală în balans sau alteori în acelaşi sens cu Carpaţii, formând apoi, pe rând, lacuri marginale, câmpii, podişuri, cercuri de depresiuni.

Cele mai înalte dintre aceste unităţi au fost, în fine, fragmentate de **o reţea de văi radial-concentrică** impusă şi ea de inconfundabilul calapod carpatic. Văile extreme din această reţea delimitează, circular, Domeniul Carpaţilor Româneşti pe care s-a suprapus, ca sociosistem, naţiunea română.

7. O concluzie metodică (şi mai generală): orice linie de relief spune ceva genetic; se cere numai să se descifreze acel ceva şi să înveţi a-l descifra[13].

[13] Aşa se justifică, poate, obiceiul unor profesori de a-i obliga pe elevi sau pe studenţi să copieze multe hărţi. Dacă liniile trasate sunt şi explicate genetic şi coroborate între ele, atunci desenul ajută judecata cauzală.

Capitolul V

TIPURILE ŞI SUBTIPURILE MAJORE DE RELIEF

Cunoaşterea acestor tipuri are o *dublă importanţă*: pentru sistematizarea taxonomico-geografică, dar şi pentru practică. Astfel, într-o caracterizare fizico-geografică regională sau chiar locală, după „aşezarea geografică", trebuie să plasăm arealul respectiv în cadrul tipului şi subtipului major din care face parte. Sub aspect practic, orice proiect regional de sistematizare şi amenajare se suprapune, sau trebuie să se suprapună, ca orientare generală, pe un tip sau subtip major de relief, unde condiţiile care poate fi aplicat şi altor unităţi (regiuni) cu tipuri de relief similare şi, ca urmare, amenajările solicitate şi costurile devin comparabile sau asemănătoare, oricum mai reduse.

Sunt considerate ca tipuri majore de relief *munţii*, *dealurile*, *podişurile* şi *câmpiile*, la care, pentru primele trei categorii, se adaugă şi *depresiunile*. În cadrul acestora tipizarea cea mai complexă se întâlneşte la munţi şi ea rezultă din varietatea lor genetică, dar şi din ampla desfăşurare pe verticală, ceea ce impune o intensă şi bogată acţiune a proceselor geomorfologice externe asupra unei game largi de roci şi structuri geologice.

Tipizările cele mai des folosite pentru fiecare categorie, în vorbirea curentă, dar chiar şi în geografie, sunt cele după altitudinea relativă şi absolută – joase, mijlocii şi înalte. De exemplu, se spune munţi joşi, mijlocii şi înalţi, dar şi „câmpii joase" sau „câmpii înalte". Criteriul altitudinii nu este totuşi exclusiv, ci include o varietate de alţi indici, cum ar fi pantele, fragmentarea, etajele climatice şi de vegetaţie, mod de folosire a terenurilor şi chiar geneza.

În România, unele dintre primele tipizări complexe ale reliefului major au fost făcute, pentru munţi şi câmpii de *Gr. Posea* (1981 şi 1987), pentru depresiuni de *Gr. Posea* şi *Valeria Velcea* (1967) şi pentru întreaga ţară de *Gr. Posea* şi *L. Badea* (1980, Harta geomorfologică a R.S. România, 1:400.000).

O problemă care apare în plus la munte, înainte de tipizare, este aceea a *limitei inferioare*. Aceasta deoarece, o dată cu ridicarea unui sector sau lanţ muntos se nasc, lângă el, şi dealuri sau podişuri, dar în multe locuri muntele se ridică direct de la nivelul mării sau de la nivelul unei câmpii. De exemplu, Munţii Măcinului încep de la circa 40 m.(glacisurile şi pedimentele de pe dreapta Dunării), Almăjul şi Locva încep de la 70-100 m (lacul şi depresiunile defileului Dunării), Munţii Zarand, de la 160 m (Câmpia de glacis a Şiriei), la fel Munţii Oaş şi Igniş. În schimb, restul Carpaţilor, care au sub ei dealuri sau podişuri prezintă limita inferioară în medie la 500-700 m (spre Dealurile de Vest la 300-500 m, iar în rest la 500-700 m, cu excepţia unor văi transversale unde limita este mai coborâtă).

În fine se ridică şi *problema munţilor joşi* în raport cu dealurile înalte, care adesea îi depăşesc. De exemplu, unele culmi sau vârfuri subcarpatice ating peste 900-1000 m, iar anumiţi munţi joşi au sub 600 m (467 m în Măcin, 500-735 m în Locva, 549 m în Dognecea, sau 400-800 m în Oaş). Diferenţa constă în dominarea, în munte, a unor abrupturi şi o fragmentare mai deasă, dar şi în continuarea lor ca poziţie, cu muntele sau cu dealurile.

Tipuri şi subtipuri de munţi

Noţiunea de munte se aplică atât unor individualităţi cu spaţii restrânse (cum ar fi Ciucaşul, Suhardul ş.a.), dar şi unor grupe (Munţii Făgăraşului, Munţii Parângului etc.), unor sectoare (Carpaţii Meridionali) şi unor lanţuri muntoase (Carpaţii, Alpii, Anzii). Individualităţilor din prima categorie, când sunt bine delimitate, li se mai spune şi *masive*, nume folosit mai des (pe plan mondial) pentru cele hercinice, dar la noi şi pentru munţii tineri alpini.

Tipizările care se realizează trebuie deci să abordeze, mai întâi tipurile generale, la nivel de *lanţuri şi sectoare sau ramuri montane*, şi să ajungă la *individualităţi* mici şi complexe de individualităţi.

1. Primul care a observat **diferenţa de stil morfotectonic** a Carpaţilor a fost Emm. de Martonne (1908)[1]. Autorul francez remarcă posibilitatea de a separa cel puţin trei tipuri regionale: alpin, jurasic, transilvan. Numai Carpaţii Nordici sunt de tip alpin. Carpaţii Mijlocii (Orientali) reprezintă un sector de tip jurasian, prin regularitatea cutelor şi a văilor longitudinale, prin înălţimea redusă, prin slaba dezvoltare a ghеţarilor locali, dar au şi o notă aparte prin dezvoltarea şirului vulcanic pe latura de vest.

Carpaţii Meridionali „nu reprezintă un lanţ de tip alpin", ci „un nou tip morfologic" (*idem* p. 54), pe care l-a numit transilvan (p. 56). Acesta „se extinde între Dâmboviţa şi Timok" şi este total diferit de restul Carpaţilor (p. 54). Structura geomorfologică, de masive, şi trăsăturile de bază ale reliefului nu corespund unor cutări. Sectorul respectiv a suportat totuşi încălecări de tip şariaj mai devreme ca Alpii (în cretacic), iar mişcările de înălţare nu au urmat imediat, ci după o lungă perioadă de pediplenizare; acestea au fost mai puţin intense decât în Alpi şi au avut loc în mai multe reprize, dând posibilitate formării unor întinse suprafeţe de eroziune. Au avut loc şi falieri şi scufundări prin care s-au impus horsturi şi grabene. Acest tip de sector montan are similitudini, după de Martonne, în estul Peninsulei Balcanice, mai ales în Grecia (exemplu, Olimp) şi în Munţii Stâncoşi (Sierra Nevada din California).

În spiritul concepţiei lui Emm. de Martonne, tipul transilvan ar putea fi subdivizat în *trei subtipuri*: meridional, apusean şi bănăţean. Primul este mai înalt, cu urme glaciare şi forme alpine, cu masive mai extinse şi despărţite clar de văi transversale. Subtipul bănăţean are altitudini joase (500-1400 m), cu masive distanţate între ele prin depresiuni largi (de tip semigrabene), uneori dominate de relief carstic. Subtipul apusean este intermediar ca altitudine, are forma unui mare masiv central cu digitaţii (horsturi) către vest şi nord, cu multe chei epigenetice, dar în general fără văi total transversale; are chiar o bandă de fliş şi vulcanism neogen. Pe total, Emm. de Martonne numeşte munţii noştri, *munţi de tip carpatic*.

2. Noi am aprofundat aceste diferenţieri (1981) delimitând **patru stiluri morfotectonice**: alpin, hercinic, mixt şi vulcanic, plus Măcinul (fig. 14).

- *Tipul carpato-hercinic* este dominat de masive cristaline hercinice regenerate în orogeneza alpină. Ele pot fi foarte înalte şi foarte masive (ca Făgăraşul), dar şi foarte joase (Locva), după cum pot fi, sau nu, acoperite cu sedimentar mezozoic, mai ales calcare. Înălţările repetate au alternat cu perioade în care s-au format nivele de eroziune şi au avut caracter de basculă, ceea ce a imprimat unor masive profil asimetric.

[1] Versiunea românească în *Lucrări geografice despre România*, vol. 2, Editura Academiei R.S.R., 1985.

Totodată, ridicările s-au făcut pe linii de falii (în paralel uneori cu lăsări) având ca rezultat *horsturi şi grabene*. Sunt tipice, în acest sens, masivele din vestul şi nordul Apusenilor, Poiana Ruscăi şi chiar Almăjul şi Semenicul (unele fiind semihorsturi, cu falii evidente de o singură parte). În aceeaşi categorie se încadrează şi „munţii insulari" din Podişul Silvaniei (inclusiv Preluca din Podişul Someşan), ca şi masivele din sudul Făgăraşului (Cozia, Poiana Spânului, Ghiţu şi Frunţi, ultimele trei având şi caracter epigenetic).

Restul masivelor cristaline formează aliniamente relativ compacte în interiorul segmentelor montane, îmbrăcând diferite forme: *creste masive* (Făgăraş, Iezer-Păpuşa, Suhard), *mari masive* centrale sau axiale (grupele Parâng şi Godeanu), *masive cupolare* (Bihor, Muntele Mare), *masive asimetrice* (Rodna), *masive disecate* (în creste, cupole, culmi sau masive mai mici) cum sunt Munţii Maramureşului, Bistriţei, Giurgeu-Curmătura, Giumalău-Rarău), *obcine cristaline* (Mestecăniş şi Perşani).

- *Tipul carpato-alpin*, sau munţii flişului, sunt aceia a căror strate au fost puternic cutate în orogeneza alpină. Domină Orientalii şi Curbura, dar sporadic apar şi în Apuseni şi Banat. Au următoarele subtipuri:

– *obcinele* – culmi alungite, netede şi relativ simetrice transversal (Feredeu, Obcina Mare, Baraolt, Bodoc, Caşin sunt tipice; termenul este frecvent şi pentru culmile de sub vf. Ţibleş, Stânişoara, culmile Ceahlăului, Nemirei, Ciucului, iar cu formă aparte şi în Berzunţ, sau Ivăneţu);

– *clăbucetele* – masive mici şi medii (800-1300 m), rotunde în partea superioară (termenul vine de la clăbuc-clăbuci). Sunt tipice pe latura braşoveană a Curburii, dar ajung şi în Culoarul Bran-Rucăr;

– *masivele structural-petrografice* sunt mai proeminente faţă de cele din jurul lor, fiind compuse din conglomerate (Ceahlău, Ciucaş, în parte Bucegii), din calcare (Postăvaru, Piatra Mare, Bucegi ş.a.);

– *crestele structural-petrografice*, din calcare (Culmea Bedeleu din Munţii Trascău) sau impuse de aliniamente structurale de gresii (Culmea Lăcăuţi);

– *masivele de fliş, cu altitudini diferite, influenţate de tectonica de subasment* a blocurilor cristaline, dispuse în tablă de şah, sunt specifice Carpaţilor de Curbură. Exemplul tipic îl reprezintă muntele Podu Calului (1442 m) situat între masivele Penteleu (1772 m) şi Siriu (1663 m), ambele mai ridicate.

- *Tipul alpino-hercinic (mixt)* este specific Apusenilor. Are masive cristaline hercinice, o importantă fâşie de fliş, precum şi vulcanite (banatite, ofiolite, eruptiv neogen). În partea de nord şi de vest domină horsturile cristaline, în centru masive cristaline cupolare, inclusiv Vlădeasa banatitică, iar în sud şi est există fliş, ofiolite şi eruptiv neogen.
- *Tipul munţilor vulcanici* are mai multe subtipuri:

- *conuri cu cratere* parţial păstrate, în Căliman-Gurghiu-Harghita-Ciumatu;

- *platouri de aglomerate* pe latura transilvăneană a Vulcanicilor Sudici, uneori pătrunzând şi la sud de Căliman sau sud de Harghita;

- *munţi în stadiul de schelet vulcanic*, cu măguri multe dominant de tip neck sau resturi de curgeri vulcanice, specifice munţilor Oaş, Gutin, Lăpuş;

- *platou de lave*, caracteristic masivului Igniş (Platoul Izvoarele);

- *munţii vulcano-sedimentari*, cu măguri şi cupole dezvelite de sub sedimentar (Ţibleş, Bârgău şi Toroiaga în Munţii Maramureşului).

Fig. 14 – Tipuri genetice de munți

3. **Tipuri de ramuri montane formate prin subducţie, obducţie şi coliziune continentală.** Este cunoscut azi, prin prisma tectonicii plăcilor terestre, că munţii se nasc pe aliniamentele de apropiere şi ciocnire a plăcilor prin trei mecanisme: *subducţie, obducţie* şi *coliziune* (vezi şi Cadrul global al evoluţiei, p. 37). Carpaţii Româneşti nu reprezintă un lanţ linear, ci sunt formaţi din sectoare, lipite între ele în jurul microplăcii Transilvaniei. Subducţia şi efectele ei de cutare a flişului şi a molasei din Subcarpaţi în mai multe reprize, sunt clare pentru Carpaţii Orientali şi într-un mod aparte pentru Curbură. Nu este exclusă, pentru şirul cristalin, nici coliziunea continent-continent, după cum la Orientali trebuie amintit şi lanţul vulcanic plasat marginal şi care lipseşte la Curbură. În Meridionali a dominat se pare coliziunea continent-continent (Moesică şi Transilvană), cu încălecarea geticului şi suprageticului (transilvan) peste autohtonul (moesic) care apoi s-a înălţat puternic sub formă de mari masive cristaline. În Munţii Apuseni, relativ specifică a fost şi obducţia unor părţi din fostul fund oceanic al Metaliferilor-Trascăului, dar şi coliziunea continent-continent (Panonica cu Transilvania) cu încălecări peste autohtonul de Bihor şi poate o oarecare subducţie transilvană. Aici, ca şi în Munţii Banatului, sunt specifice şi vulcanitele de tip banatite (laramice), ofiolite (bazice) şi neogene (în Munţii Metaliferi). Aşadar, ramurile carpatice s-au format prin mecanisme tectonice complexe (subducţie, obducţie, coliziune); sunt deci *munţi compoziţi*, având stiluri morfotectonice diferite.

4. **Clasificarea în funcţie de modelarea externă** (Posea, 1981) evidenţiază îndeosebi următoarele subtipuri:

- *Munţi etajaţi prin suprafeţe de nivelare* bine păstrate, cei mai tipici fiind Carpaţii Meridionali şi celelalte masive cristaline înalte, cum ar fi Rodna sau Bihorul. Masivele mai joase au adesea treptele principale de nivelare contopite într-o formă de cupolă (Poiana Ruscăi) sau de podiş jos fragmentat (Locva, Dognecea);
- *Munţii cu relief glaciar şi etaj alpin* se prezintă destul de diferenţiaţi ca relief specific şi predomină în Carpaţii Meridionali, Bucegi şi Rodna. Cu excepţia Bucegilor, circurile şi cele mai multe văi glaciare sunt pe cristalin. În mod obişnuit, circurile s-au fixat imediat sub pediplena carpatică, iar văile au fragmentat suprafeţele medii carpatice, formând între ele creste (custuri) glaciare. Uneori, micile platouri ale pediplenei sunt striate, păstrează şi unele blocuri, martori ai unor mici gheţari de platou (Borăscu, Ţarcu ş.a.). Masivele montane au fost atacate de glaciaţiune fie *unilateral* (în nordul Rodnei, de la Inău la Pietrosu, pe circa 40 km, apare un şir de circuri şi văi glaciare; în Cindrel, spre nord şi est; în Şureanu, spre nord; Culmea Ştefleşti din Munţii Lotrului, spre sud-est, excepţie izvoarele Sadului, spre nord), fie *bilateral,* obişnuit nord şi sud (Iezer-Păpuşa, Căpăţânii – nord şi sud, Latoriţei - est şi vest, Parâng cu o cumpănă superioară în zigzag). Există şi cazuri speciale: circuri şi văi care au pătruns *din toate direcţiile* (Ţarcu, Godeanu, Retezat), aliniamente *bilaterale, dar complexe* (ca în Făgăraş, unde culmile sudice sunt atacate şi ele bilateral – est şi vest –, iar cele nordice aproape toate s-au transformat parţial în custuri), Retezatul atacat în mod deosebit spre sud, iar Bucegii atacaţi numai în jumătatea nordică (pe abrupturile de nord, est şi vest), dar şi în centru, la izvoarele Ialomiţei (fig. 14 II);
- *Munţii cu relief carstic* sunt dominaţi de calcare mezozoice, uneori calcare cristaline şi, pe porţiuni restrânse din Munţii Rodnei şi Bârgău, se adaugă şi calcare eocene. Cel mai dezvoltat carst apare în Munţii Apuseni, Munţii Banatului şi în partea olteană a Carpaţilor Meridionali. În aceste locuri domină platourile şi culmile calcaroase, în timp ce în restul Meridionalilor, în Orientali şi la Curbură se găsesc mai mult creste şi martori calcaroşi (fig. 14 III).

Se pot deosebi mai multe subtipuri de munţi calcaroşi:

Platourile calcaroase de altitudine medie, între 700-1700 m, au fost nivelate de suprafețe de eroziune, dar păstrează şi mici suprafețe structurale. Au carst de suprafață şi unul de adâncime foarte dezvoltat, moştenit şi actual. Domină dolinele, uvaliile, poliile, depresiunile de contact litologic, cheile ş.a. Sunt acoperite cu pădure şi păşuni. Se găsesc în Pădurea Craiului, Padiş-Scărişoara, Codru-Moma (Vaşcău, Dumbrăvița, Moneasa), pe locuri restrânse în Trascău, Munții Aninei, în vestul masivului Şureanu (Platoul Dacic), Culoarul Bran-Rucăr (cu chei multe, polia tectonică Podul Dâmboviței şi cu relieful de „gâlme") şi în munții Bicazului (platouri şi culmi). În Apuseni există şi cinci ghețari în peşteri;

- *platourile calcaroase joase* se găsesc la 600-700 m şi sunt specifice Munților Banatului (Platoul Cărbunari – o prelungire sudică a Munților Aninei – şi Munții Dognecea) şi mai puțin Apusenilor (est şi nord Pădurea Craiului şi platoul Dumbrăvița de Codru-Moma). Aici predomină carstul moştenit, scoarță de alterare foarte dezvoltată, doline şi depresiuni carstice de contact litologic;

- *creste, bare şi culmi calcaroase alpine* sunt lipsite de vegetație, au multe dezagregări, domină carstul de suprafață şi relieful crio-nival. Se impun influențele structurale, deoarece majoritatea s-au axat pe margini de sinclinale sau de anticlinale, sau apar ca hogbacks-uri cum este Piatra Craiului. Cele mai extinse sunt în Piatra Craiului, Piule, Iorgovanu, Buila-Vânturarița şi unele culmi din munții Vâlcan şi Şureanu. Pe distanțe mai mici se găsesc şi în munții Cernei, Mehedinți, Godeanu şi Făgăraş. Domină deci în Meridionali;

- *creste şi culmi calcaroase medii (şi joase)* se află sub 1700 m şi sunt obişnuit acoperite cu pădure. Apar ca două subtipuri: *ascuțite* (situate adesea pe strate redresate până la verticală) şi *netede* (cu doline şi chiar uvale), dar cu discontinuități de tip *martori* de eroziune. Pentru primul subtip sunt tipice crestele din Munții Cernei, numite „ciuceve" sau „gianțuri", situate de o parte şi alta a munților respectivi, la 1000-1300 m. Al doilea subtip se găseşte în Culmea Bedeleu-Râmeți-Ciumerna (Munții Trascăului). Cele două subtipuri, cu predominarea primului, se întâlnesc şi în munții: Hăşmaş (Curmăturii), Bicaz, Rodna (pe calcare eocene), Vâlcan, aliniamentul Şvinița-Svinecea Mare (Almăj), Leordiş (Aninei) şi Metaliferi. În Munții Dognecei există *culmi şi creste joase*;

- *masivele şi martorii calcaroşi* provin din fragmentarea unor benzi sau suprafețe calcaroase, pe cale tectonică şi prin eroziune, şi care au rămas mai înalte în raport cu locurile din jur. Adesea se impun ca aliniamente, când provin din aceeaşi bandă de calcar. Între cele mai importante *masive* sunt de amintit: Rarăul (un sinclinal suspendat), urmat spre sud de o serie de *klippe*, de asemenea suspendate şi care merg până la munții Bicazului (Tarnița, Clifele, Greabenul, Măgura Hangului, Bâtca Arsurii ş.a., numite uneori „bâtcă"), Piatra Mare şi Postăvaru, Mateiaşu (lângă Câmpulung) şi Colții Trascăului. *Klippele* (martorii) sunt fie aliniate, fie grupate pe anumite suprafețe sau izolate ca blocuri mici sau „clăi". Sunt cunoscute cele din Trascău (mai ales pe stânga Ampoiului), din Culoarul Bran-Rucăr, micul masiv Vulcan (lângă pasul Buceş-Apuseni) şi martorii foarte mici şi joşi din Munții Dognecea;

- *masivele conglomeratice* apar tipice acolo unde stratele respective sunt foarte groase (cele de vârstă cretacică au atins, se pare, în Bucegi până la 2000 m grosime). Înălțările carpatice combinate cu eroziunea diferențială au făcut ca anumite resturi din pătura de conglomerate să devină tot mai înalte în raport cu locurile vecine. Aşa sunt masivele Ceahlău, Ciucaş şi Bucegi. Ele au abrupturi marginale foarte mari, adesea cu „coloane" disecate de şiroire ca în Ciucaş, sau reliefuri antropomorfe (Dochia şi Apostolii din Ceahlău), sau babe, sfincşi şi tigăi (Bucegi şi Ciucaş) (fig. 14 III).

5. **Clasificarea în munţi înalţi, medii şi joşi** (Posea, 1981) se face în principal după altitudinea absolută, dar înglobând şi înălţimea de la care începe muntele, altitudinile dominante, procentul ocupat de suprafeţele de culme şi cel al versanţilor, existenţa etajului alpin şi modul de folosire a terenurilor în diferite perioade istorice. Mai greu de separat sunt munţii mijlocii. Totodată, trebuie avut în vedere să nu se confunde *etajele* montane (joase, medii şi înalte) cu tipul de munte având aceleaşi denumiri.

Munţi înalţi îi socotim pe cei care au etaj alpin sau cel puţin etaj subalpin dezvoltat. Altitudinea dominantă este cea între 1400-2000 m, dar multe vârfuri trec de 2000 m şi chiar 2500 m. Sunt specifici pentru Meridionali, de la Făgăraş şi Iezer până la Ţarcu, fiind vorba de masive cristaline în general fără cuvertură sedimentară (fig. 15).

Carpaţii Orientali au un număr redus de masive înalte. Tipic este numai Rodna, cu altitudini dominante între 1400-2000 m şi o creastă foarte extinsă înaltă de 1900-2000. În rest sunt *masive medii spre înalte*, uneori având numai unele vârfuri mai ridicate. Au însă etaj subalpin. Acestea sunt obişnuit aliniate pe direcţie nord-sud, câte un şir pentru fiecare fâşie litologică. Masivele din şirul cristalin au de obicei cuvertură sedimentară: Munţii Maramureşului (Pop Ivan 1936 m, Farcău 1962 m, Pietrosu 1850 m, Jupania 1853 m, Cearcănu 1847 m şi Toroiaga – din eruptiv, 1930 m), Suhardu (Omu, 1931), Bistriţei (Pietrosu 1791 m, Grinţieşu Mic 1734 m, Budacu 1859 m, Grinţieşu Mare 1758 m) şi Curmătura sau Hăşmaşu (1793 m). Se adaugă oarecum şi Giumalăul (1857 m) şi Rarăul formate din calcare mezozoice (1650 m). În fâşia flişului cretacic numai muntele Ceahlău (1907 m) se încadrează acestei categorii, datorită conglomeratelor, având şi un vast etaj subalpin. Ceva mai la sud, Nemira depăşeşte totuşi cu puţin muntele mediu (1648 m). În şirul vulcanic sudic doar unele conuri restrânse saltă peste nivelul de 1000-1400 m al platourilor de aglomerate: Căliman (2100 m), Gurghiu (Fâncel 1683 m, Saca 1776 m, Şumuleu 1694 m) şi Harghita (Harghita Mădăraş 1800 m). În Vulcanicii Nordici cel mai înalt este Ţibleşul (1839 m), urmat de Hudin 1611 m şi Heniul Mare 1610 m (în Bârgău). Lor li se adaugă, pentru apariţia etajului subalpin, şi Gutinul (1443 m) şi Ignişul (1307 m).

În Carpaţii Curburii nu există munţi înalţi propriu-zişi, cu excepţia Bucegilor (2505 m) şi Leaotei (2133 m), Piatra Craiului (2238 m) şi Ciucaş (1954 m). Dar, unele vârfuri ale munţilor mijlocii, impuse de rocă (conglomerate, gresii) sau de structură (sinclinale suspendate), saltă în etajul subalpin: Lăcăuţi (1777 m), Sboina Frumoasă (1657 m), Penteleu (1772 m), Siriu (1657 m), Grohotişu (1767 m), Baiu (Baiu Mare 1895 m şi Neamţu 1923 m), Piatra Mare (1843 m), Postăvaru (1799 m).

În Munţii Banatului, etaj subalpin are Semenicul (1445 m), iar în Munţii Apuseni există trei masive medii spre înalte: Bihor (1847 m), Vlădeasa (din banatite, 1834 m) şi Muntele Mare (1825 m).

Munţii medii au altitudini predominante între 1000-1400 m. Se extind peste cea mai mare parte a Orientalilor, din fliş, peste Curbură, Banat şi Apuseni şi sunt acoperiţi cu păduri, păşuni secundare şi fâneţe. Există munţi mijlocii şi în părţile periferice ale Meridionalilor: Vâlcan (800-1300 m), Platoul Dacic din Şureanu (800-1100 m) ambii din calcare, munţii insulari din sudul Făgăraşului (Ghiţu, Frunţi – de 900-1500 m), Munţii Mehedinţi (600-1100 m) şi Cernei (cu dominantă de 800-1500 m, deşi spre nord au vârfuri de 1734 m şi 1929 m).

Munţii joşi au o dominantă altitudinală sub 1000 m. Se întâlnesc mai ales în vestul Munţilor Banatului (Locva, Cărbunari, Dognecea, chiar Aninei de 1160 m), în vestul, nordul şi sudul Apusenilor (Zarand, Codru-Moma, Pădurea Craiului, Plopiş, Mezeş, Culmea Henţu lângă Huedin ş.a.), la care se adaugă munţii insulari din nordul Apusenilor (în primul rând Masivul Preluca). În Carpaţii Orientali şi de Curbură pot fi citaţi: Munţii Oaş, Clăbucetele (ating şi 1200 m), majoritatea culmilor de tip obcină, între care şi Perşani, Baraolt, Bodoc, Berzunţ, Ivăneţu etc. Tot în această categorie se încadrează şi Munţii Măcinului (467 m).

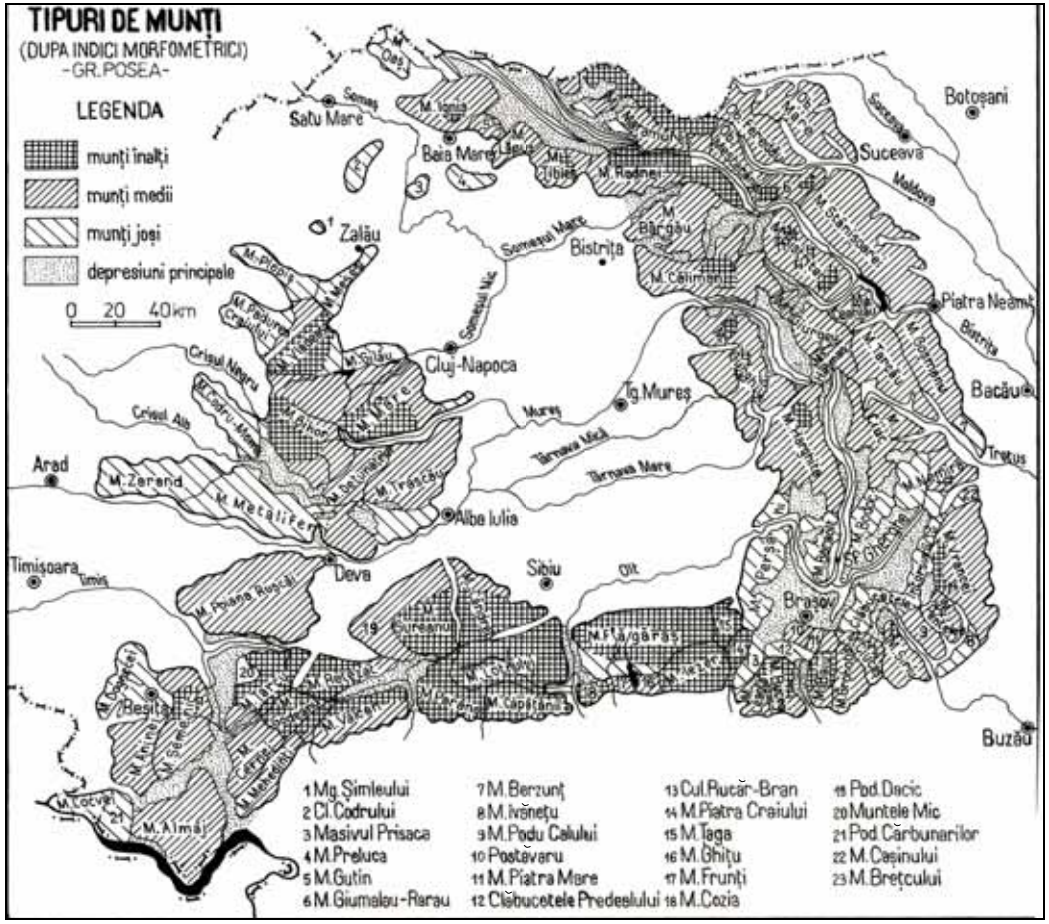


Fig. 15 – Tipuri de munți în România delimitați după indici morfometrici

6. **Tipizarea folosită în harta geomorfologică 1:400 000**, de Gr. Posea şi L. Badea[2] se bazează pe mai multe criterii: altitudine (peste şi sub 1500 m, şi sub 1000 m), rocile predominante (cristalin, sedimentar, predominant fliş, munţii vulcanici), vârstă (alpini şi hercinici), culoare şi depresiuni intramontane. Există mai multe categorii:

a) *Munţi formaţi din roci cristaline* (metamorfice şi vulcanite vechi), *în general fără cuvertură sedimentară*:

- peste 1500 m (Maramureş, Rodnei, Suhard, Leaota; grupele Făgăraş, Parâng, nord-vest Retezat; Muntele Mare, Vlădeasa – din banatite);
- între 1000-1500 m (Obcina Mestecăniş, Ghiţu, Frunţi, Poiana Spinului; Poiana Ruscăi, Semenic, Almăj; Gilău);
- sub 1000 m (Locva; Zarand, Măgureaua – ofiolite, Plopiş, Meseş);

b) *Munţi formaţi din roci cristaline având cuvertură sedimentară mezozoică*:

- peste 1500 m (Rarău, Giumalău, Curmăturii – Hăşmaş; Vâlcan; Bihor);
- sub 1500 m (Perşani, Mehedinţi, Cernei, Aninei, Dognecei, Codru-Moma, Pădurea Craiului);

c) *Munţi formaţi din roci sedimentare mezozoice şi neozoice* (predominant fliş):

- peste 1500 m (Ceahlău – conglomerate, Tarcău, Ciuc, Nemira, Vrancei, Penteleu, Siriu , Ciucaş-conglomerate, Grohotiş, Baiu, Piatra Mare – calcare, Postăvaru – calcare, Bucegi – conglomerate şi calcare, Piatra Craiului – conglomerate);
- sub 1500 m (Obcina Feredeu, Obcina Mare, Stânişoarei, Goşmanu, Berzunţ; Bodoc, Baraolt, Măgura Caşin, Clăbucetele Întorsurii şi Predealului, Podul Calului, Ivăneţu, Trascău);

d) *Munţi sedimentaro-vulcanici*: Ţibleş, Bârgău; Metaliferi şi Munţii Detunatelor;

e) *Munţi formaţi din roci vulcanice neogene*:

- predominant lave: cu conuri şi cratere (Căliman, Gurghiu, Harghita, Ciumatu), în faza de schelet – măguri (Oaş, Gutin, Lăpuş), platouri (Igniş – Platoul Izvoarele);
- predominant aglomerate (platouri): poala transilvană a munţilor Căliman-Harghita;

f) *Munţi hercinici* (resturi): Munţii Măcinului;

g) **Culoare montane**: Bran-Rucăr, Lotru-Petroşani-Cerna, Timiş-Cerna, Culoarul Bistrei, Culoarul Mureşului, Şaua Vârfuri (între Hălmagiu şi Beiuş), Şaua Osteana (între Plopiş şi Meseş);

h) **Depresiuni intramontane**[3].

Există o gamă variată de depresiuni intracarpatice, în special ca mărime, formă, relief dominant, altitudine, deschidere în exterior şi geneză. Cele mai importante sunt depresiunile *tectonice* (zise şi posttectonice – formate după structurarea principală a Carpaţilor – vezi etapele morfotectonice), *tectono-eroziune* şi *de baraj vulcanic*. Depresiunile mai mici au geneză *erozivă* (şi sunt numite mai des bazinete), *vulcanice* (cratere şi caldere), *glaciare* (circuri şi bazinete de vale glaciară). După N. Popescu (1973), în total există *336 depresiuni carpatice* şi ocupă 23% din suprafaţa munţilor. Cele mai multe (161) sunt în Carpaţii Orientali şi de Curbură, unde ocupă şi aproape 26% din totalul suprafeţei montane. Urmează Meridionalii (76 depresiuni, cu 11% din suprafaţă), Apusenii (65 depresiuni, dar care ocupă 36% din suprafaţă) şi Munţii Banatului (34 depresiuni şi 11% din suprafaţă).

Noţiunea de depresiune are la noi şi câteva variante, nu totdeauna bine delimitate: *depresiune*, *ţară*, *culoar*, *uluc* depresionar, *bazinet* şi *golf depresionar* (acesta pătrunde în munte, dar ţine de arealul deluros). Depresiunile pot fi foarte mari (depresiunea intramontană a Transilvaniei, Depresiunea Braşovului, Depresiunea Maramureşului) sau foarte mici (o dolină, uvalie, circ glaciar sau crater). „Ţara" se axează pe una sau două depresiuni, dar cuprinde şi muntele din jur (Ţara Oaşului, Maramureşului, Moţilor, Haţegului ş.a.). Culoarul depresionar este foarte alungit, obişnuit, are geneză de graben

[2] 1980, Editura Ştiinţifică, redată cu modificări.

[3] Posea şi Valeria Velcea, 1967, şi N. Popescu, 1973.

sau semigraben şi este urmat de un drum important (Culoarul Mureşului, Culoarul Timiş-Mehadia-Cerna, Culoarul Bistrei). Ulucul este un termen mai rar folosit şi de obicei pentru un culoar mai înalt, cum este Bran-Rucăr. Bazinetul are dimensiuni mai mici, este axat pe un sector de râu unde valea a fost lărgită datorită unor confluenţe sau prin eroziunea diferenţială (exemplu, bazinetele din lungul văii Firiza, bazinetul Buşteni-Poiana Ţapului, Bazinetul Brezoi pe Olt etc.).

Tipizarea sau clasificarea depresiunilor se face atât după criterii genetice, dar şi după alte criterii cum ar fi: altitudinea şi relieful specific, poziţia în raport cu desfăşurarea lanţului muntos, gradul de deschidere etc.

- După *geneză* pot fi: depresiuni *tectonice* (Braşov, Petroşani, Haţeg, Bozovici, Timiş-Cerna, Culoarul Mureşului, Brad-Hălmagiu etc.); *tectono-erozive* (majoritatea celor tectonice s-au lărgit prin eroziune laterală, dar în mod special citãm Întorsura Buzăului, Ciucea, Ţara Loviştei, Gurahonţ pe Crişul Alb, Zlatna pe Ampoi etc.); *erozive* (de confluenţe sau litologice, ca de exemplu, Oaşa la izvoarele Sebeşului, Depresiunea Câmpeni pe Arieş, Abrud ş.a.); *de baraj vulcanic* (Ciuc, Gheorgheni, Maramureş); *vulcanice* (cratere şi caldere, ca Sf. Ana, Lăpuşna, Saca, Şumuleu, Harghita-Mădăraş ş.a.); *carstice* (Podul Dâmboviţei, poliile şi uvaliile din Podişul Cărbunari, din Munţii Aninei, din Padiş-Apuseni etc.), *glaciare* (circurile şi bazinetele din spatele pragurilor glaciare).

Altitudinea depresiunilor este foarte variată, de la circa 70-100 m (depresiunile din Defileul Dunării), până la 800-1300 m (Vatra Dornei), dar există unele depresiuni foarte mici situate la înălţimi şi mai mari (cratere, circuri glaciare, bazinete).

După relieful dominant există următoarele subtipuri: cu relief de câmpie şi glacisuri (Depresiunea Braşovului), cu relief de dealuri (Petroşani, Depresiunea Loviştei, ş.a.), cu relief de tip podiş (Bozovici), cu lunci şi terase largi (Brad-Hălmagiu), cu glacisuri şi piemonturi (Haţeg, Ciuc, Gheorgheni), cu piemonturi, glacisuri, dealuri, terase şi lunci largi (Maramureş), cu relief montan (Dorna).

După poziţia în cadrul lanţului montan: *longitudinale* (Maramureş, Gheorgheni, Ciuc, Comăneşti şi toate bazinetele de pe văile longitudinale, precum şi Depresiunea Loviştei şi bazinetele de pe Cerna de Herculane ş.a.) şi *transversale* (Braşov, Culoarul Bran-Rucăr, Culoarul Mureşului etc.).

După gradul de închidere: complet închise (craterul Sf. Ana, circurile, majoritatea poliilor), deschise prin chei sau defilee (Braşov, Petroşani, Haţeg, Bozovici, Brad-Hălmagiu, Ciucea etc.), deschise prin „porţi" largi (Maramureşului, Culoarul Timişului, Culoarul Bistrei) (fig. 16).

i) **Pasuri şi trecători carpatice**

Aceste „forme" nu reprezintă un tip major de relief, dar constituie *o caracteristică foarte importantă a Carpaţilor*, atât pentru facilitarea circulaţiei transmontane, cât şi pentru numărul lor foarte mare. Împreună cu depresiunile intramontane, ele au facilitat habitatul şi stăpânirea interiorului Carpaţilor.

De „pasuri şi trecători" s-a ocupat în mod special *Al. Savu* (1972)[4], iar pentru aşazisele „porţi", *I. Şandru* (1998)[5]. Rolul geopolitic al pasurilor, trecătorilor şi depresiunilor a fost subliniat de foarte mulţi cercetători, pentru ultimul timp amintim pe *Gr. Posea*[6].

[4] *Pasurile şi trecătorile în peisajul carpatic şi în viaţa poporului român*, „Terra", nr. 4, 1972.

[5] *Porţi şi culoare geodemografice în spaţiul carpato-danubiano-pontic*, Editura Fundaţiei Culturale Cancicov, Bacău, 1998.

[6] - 1977, *Consideraţii privind depresiunile carpatice şi colinare şi ale reţelei de văi în viaţa şi permanenţa poporului român*, St. şi cerc., G.G.G., Geografie, t. XXIV, nr. 1, Editura Academiei R.S.R.

- 1988, *Rolul Carpaţilor şi al Transilvaniei în istoria poporului român*, „Teorie şi practică economică", nr. 4, Academia de Studii Economice, Bucureşti.

- 1999, *Sistemul geopolitic românesc*, Revista „Academica", an IV, nr. 3(39), ianuarie.

- 1999, *România – geografie şi geopolitică*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.

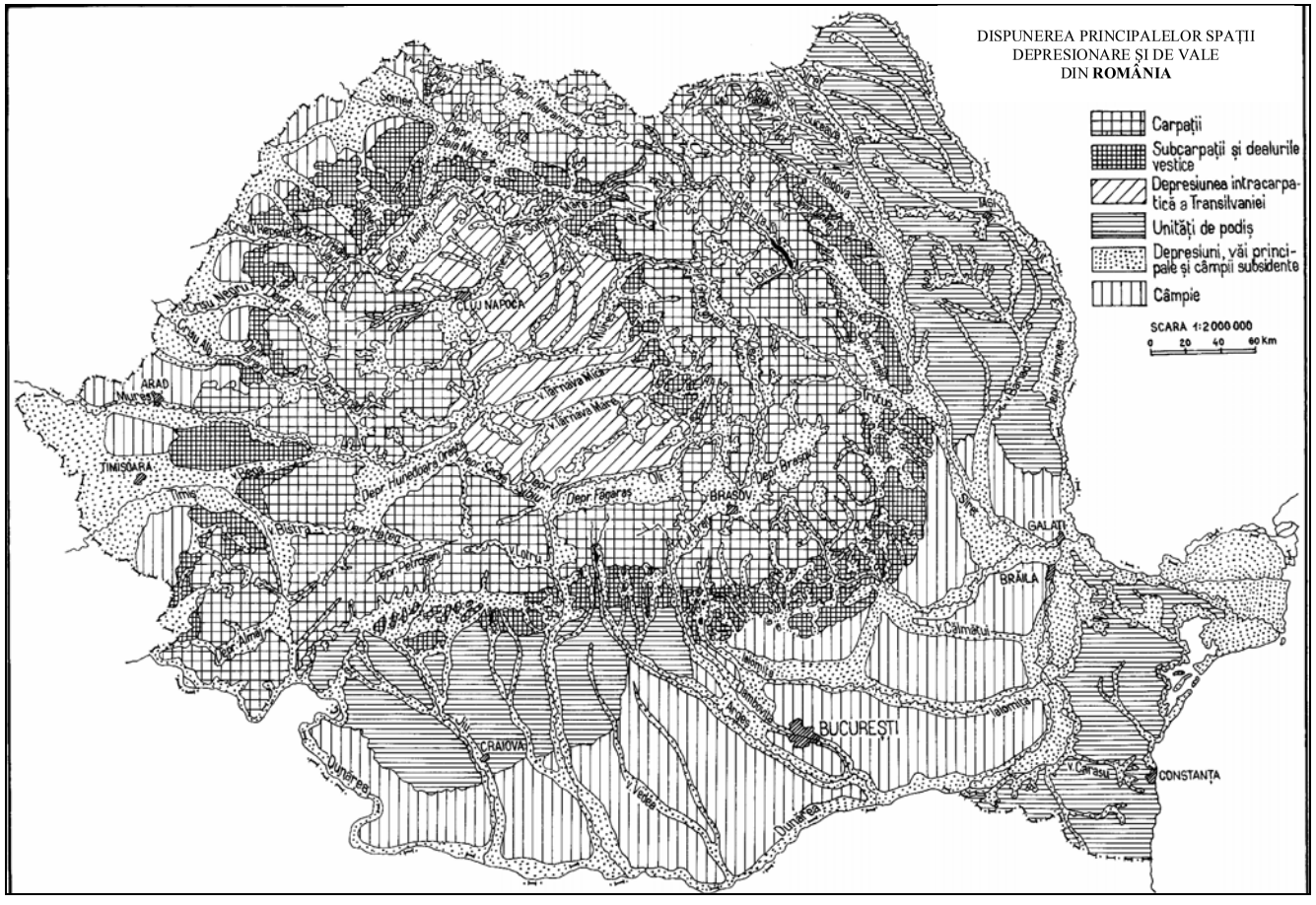


Fig. 16 – Dispunerea principalelor spații depresionare şi de vale din România (după Gr. Posea)

- *Trecătorile* reprezintă sectoarea de drumuri montane care urmează câte o vale transversală, foarte adesea sub formă de defileu, chei sau culoare, realizată prin captare, antecedență sau epigeneză (Cazanele, Turnu Roşu-Cozia, Topliţa-Deda, Crişul Repede etc.).
- *Pasurile* sunt înşeuări traversate de drumuri axate însă pe câte două văi care curg în sensuri opuse. Aceste locuri, cu înşeuări, mai sunt numite prislop, predeal, predeluț, curmătură, tarniță. Ele au o *geneză mai variată.* În mare, pasurile s-au fixat *între masive* montane, ramuri sau grupe delimitate tectonic sau prin eroziune diferențială şi de obârşie. Cele mai intens circulate sunt pe *culoare tectonice* (Poarta Orientală sau Domaşnea – 540 m, Poarta de Fier a Transilvaniei – 699 m, Bran – 1290 m etc.). Altele s-au fixat pe aliniamentele unde ramurile sau grupele carpatice îşi schimbă direcția (Tihuța, Mestecăniş, Bicaz ş.a.) şi care prezintă de asemenea influențe tectonice.

În şirul munților vulcanici, pasurile (sau trecătorile) se găsesc *între masive vulcanice*. În şirul munților cristalini, pasurile apar tot *la limitele dintre masive*; de exemplu, în jurul Rodnei se află pasul Şetref (818 m) în vest, Prislop (1416 m) în nord-est, Rotunda (1271 m) spre Suhard şi Someşul Mare; între Obcina Mestecăniş şi Giumalău se plasează pasul Mestecăniş (1096 m), apoi trecătoarea Zugreni pe Bistrița peste Munții Bistriței, trecătoarea de pe Bistricioara continuată cu pasul Borsec (1105 m) între Munții Bistriței şi Ceahlău-Giurgeu etc.

Există, mai rar, şi pasuri *peste masive mai alungite* şi care prezintă înşeuări: Tulgheş (1025 m) şi Bicaz (1256 m) peste Munții Giurgeului, sau Stânişoara (Hălăuca – 1235 m) şi Petru Vodă (900 m) peste Culmea Stânişoara, sau Ciumârna (1100 m) peste Obcina Mare. Peste masivele tipic cristaline din Meridionali asemenea pasuri sunt cele mai înalte: Urdele (2141 m) peste Parâng şi Transfăgărăşanul (realizat de om printr-un tunel lângă şaua Caprei, la 2040 m).

Multe din aceste înşeuări (cu pasuri) sunt *de eroziune diferențială* (Tabla Buții, Bratocea, Vlădeni-Perşani ş.a.), *de captare* (Ciucea, Osteana, Merişor, Păduchiosul, Predeluş ş.a.), sau *de obârşie* (Ghimeş – la izvorul Trotuşului – 1159 m, Tulgheş la izvorul Putnei afluent al Bistricioarei, Dămuc – 980 m la izvorul Dămucului în Munții Hăşmaş ş.a. Un număr mare de înşeuări cu pasuri au totuşi o *origine complexă* – tectonică, de eroziune diferențială, de obârşie şi/sau captare.

Există şi o diferență numerică, trecătorile tipice fiind foarte puține, pe când pasurile sunt foarte multe. Pe de altă parte, drumurile fixate pe aceste forme pot înlănțui în segmentul transmontan, o trecătoare cu un pas; exemple: trecătoarea Lainici continuată ca drum peste pasul Merişor; trecătoarea Buzăului (Harțagu) continuată cu pasul Brădet (Întorsura Buzăului) etc.

O lămurire necesită şi noțiunea de *poartă*. După I. Şandru termenul este folosit în geografie mai ales cu semnificație naturală (loc jos şi relativ îngust peste/între areale mai înalte şi greu accesibile, pe care s-a fixat un drum cu trecere obligatorie). În sens geodemografic semnifică, mai ales în trecut, loc obligatoriu de trecere, către o regiune vizată, a curentelor migratorii de populație (op. cit. p. 9). Istoria consemnează „poarta invaziilor" (între Curbura Carpaților şi Dunăre – C.C. Giurescu), poarta Meseşului (Şt. Pascu), Poarta Orientalis (S. Mehedinți), Porțile de Fier (la Dunăre) şi Poarta de Fier a Transilvaniei (citări din I. Şandru). La acestea se poate adăuga şi poarta Mureşului. Mai trebuie spus că în aproape toate aceste cazuri este vorba de pasuri sau trecători nu totdeauna prea înguste, dar pe care se dirijau aproape obligatoriu popoare sau trupe care aveau tendința de a pătrunde pe teritoriul nostru din vest (romanii, ungurii), sau din est (majoritatea popoarelor migratoare).

Trecători şi pasuri în Carpații Orientali

Trecători care să traverseze întregul lanț muntos nu există. Traversează însă lanțul vulcanic sau praguri vulcanice: defileul *Topliţa-Deda* (Mureşul), *Tuşnad-Malnaş* (Oltul).

Se mai poate adăuga şi trecătoarea *Zugreni* pe Bistriţa, între Giumalău şi Munţii Bistriţei (peste şirul cristalino-mezozoic).

Cât priveşte pasurile, acestea sunt multe şi drumurile lor traversează câte una sau 2-3 dintre ramurile sau aliniamentele paralele de culmi şi masive carpatice. Există o singură excepţie care aliniază un drum al pasurilor peste toate aliniamentele: Bistriţa-Tihuţa (1200 m) – Vatra Dornei – Mestecăniş (1096 m) – Gura Humorului.

Peste şirul vulcanic se găsesc următoarele pasuri: *Huta*, 638 m (între Oaş şi Igniş); *Gutin* sau Pintea, 987 m (între Igniş şi Gutin); *Neteda*, 1040 m (între Gutin şi Munţii Lăpuşului); *Botiza* (între munţii Lăpuş şi Ţibleş); *Şetref*, 818 m (între munţii Ţibleş şi Rodna), trecătoarea Sângeorz-Băi de pe Someşul Mare având la izvoare pasul *Rotunda* (1271 m) către Bistriţa Aurie; *Tihuţa*, 1200 m (între Munţii Bârgău şi Căliman); *Lăpuşna*, circa 1110 m (pe valea Gurghiului peste munţii Gurghiu); *Bucin*, 1287 (peste munţii Gurghiului, la sud de caldera Saca); *Sicaş*, 1000 m (între Gurghiu şi Harghita); *Vlăhiţa*, 985 m (peste Harghita), *Izvorul Mureşului*, 891 m între depresiunile Gheorgheni şi Ciuc.

În sudul Munţilor Harghita (spre Munţii Baraolt) se află pasul *Ozunca*, 710 m şi *Rica* (Mereşti), circa 770 m (către Perşani).

Peste *şirul cristalino-mezozoic* există pasurile: *Prislop* (Pasul Descălecătorilor), 1416 m (între Rodna şi Maramureş), *Mestecăniş*, 1096 m (între Obcina Mestecăniş şi Giumalău), *Rarău* (între Rarău şi Giumalău), *Tarniţa*, 1161 m (între Rarău şi Stânişoarei), *Păltiniş*, 1355 m (peste Munţii Bistriţei), *Borsec* 1105 m (între Bistriţei şi Giurgeu), *Tulgheş*, 1025 m (peste Munţii Giurgeului), *Bicaz*, 1256 m (peste Giurgeu), *Ghimeş Palanca*, 1159 m (între munţii Hăşmaş şi Ciuc).

Peste şirurile culmilor de fliş care în majoritate au drumuri de legătură între Moldova şi valea Bistriţei: *Ciumârna*, 1100 m (peste Obcina Mare), *Stânişoara*, 1235 m (peste Stânişoara), *Petru Vodă*, 900 m (peste Stânişoara, spre Târgu Neamţ); peste Tarcău şi Goşmanu nu există pasuri, iar între cele două culmi plus Hăşmaşu (la nord) şi Munţii Ciucului (la sud) este pasul *Ghimeş Palanca* (1159 m) al cărui drum urmăreşte curbat Trotuşul de la Târgu Ocna spre Miercurea Ciuc, dar calea ferată merge spre pasul *Ghimeş* sau Păltiniş-Ciuc (1005 m) la Ciceu; de la Comăneşti o ramură din drumul Trotuşului trece peste şaua *Moineşti* (între Goşmanu şi Berzunţ). Pe valea Uzului (între Ciuc şi Nemira) urcă o şosea spre *pasul Uz*, trecând în Depresiunea Ciuc, iar între Depresiunea Plăieşi (Caşin) şi Tuşnad este pasul *Caşin* sau Drumul Carului, 895 m (depresiunea ţine de Munţii Ciucului).

Trecători şi pasuri din Carpaţii Curburii

În aceşti Carpaţi există numai pasuri, cu două excepţii, Buzău-Întorsură, prin trecătoarea *Harţagu* (670 m), şi trecătoarea *Racoş* (460 m) peste Perşani. Totodată drumurile peste pasuri şi trecători pornesc sau vin către Depresiunea Braşovului sau golfurile dependente de aceasta (fig. 13).

În grupul masivelor interne ale Curburii (Perşani-Nemira-Berzunţ), în afara pasurilor care urmează culoarul depresiunilor din nordul acestora (*Mereşti*, *Ozunca* 710 m, *Bixad-Turia-Plăieşi*, valea Uzului, Comăneşti-*Moineşti*), se mai găsesc: cinci pasuri peste Perşani – *Bogata,* 680 m (numai cu şosea), *Vlădeni* sau Perşani, 619 m şi *Şinca* sau Şercaia (circa 765 m) la limita cu Munţii Făgăraş, toate la sud de Racoş, şi *Rica* (650 m) şi *Românilor* (către localitatea Vârghiş), în nord; alte două pasuri trec peste Baraolt (*Aita* – între Aita şi Sf. Gheorghe, *Vâlcele*, 690 m, între Vâlcele şi Sf. Gheorghe); un pas peste Bodoc (*Turia* sau Balvanyoş, peste muntele Ciumatu, iar drumul merge între Tuşnad şi Târgu Secuiesc).

Şirul propriu-zis al Curburii are cinci pasuri importante ca circulaţie: *Oituz* (866 m), între Nemira şi Vrancei, *Brădet* sau Întorsura (838 m), continuare a trecătorii Buzăului, peste şirul Clăbucetelor, *Bratocea* (1272 m) între Ciucaş şi Grohotiş, *Predeal* (1033 m), între Clăbucetele Predealului şi Munţii Baiului şi *Bran* (1290 m), care spre Rucăr mai are şi pasul Giuvala ceva mai jos (1275 m).

La acestea se adaugă şi *pasurile secundare*: *Muşat* (circa 1170 m) peste Culmea Lăcăuţi, *Ivăneţu*, între Lopătari şi Varlaamu; câteva neimportante peste Clăbucete, pornind de la Întorsura Buzăului (către Barcani şi Zagan, către Boreşneu, către Vama Buzăului – Zizin), sau între Covasna şi Comandău (localitate pe Bâsca Mare); între munţii Siriu şi Ciucaş se află *Boncuţa* (1078 m) cu drum pe valea Siriul Mare şi, imediat mai la vest, *Tabla Buţii* (circa 1237 m) cu drum pe Telejenel; între Munţii Grohotiş şi Baiu (izvoarele Doftanei) este *Predeluş* (1295 m); în sudul Bucegilor (între Păduchiosu şi Gurguiatu) este pasul *Păduchiosul* (pe un vechi curs al Prahovei); la nord de Bucegi, urcând pe valea Cerbului, este *Diham*, iar mai la nord, la izvorul văii Râşnoavei se află pasul „La Şipote" sau Crăcănel sau *Pârâul Rece* (1095 m). În fine, între Piatra Craiului şi Făgăraş se insinuează pasul *Tămaş*, sau Curmătura Foii, de 1367 m, între Dâmboviţa şi Bârsa.

Trecători şi pasuri în Carpaţii Meridionali

Sunt mai puţine, dovadă a masivităţii acestor munţi. Ele orientează drumurile transversal, existând şi un aliniament longitudinal. În sens transversal sunt două *trecători importante*, pe Olt (*Turnu Roşu-Cozia*) şi Jiu (*Lainici*), ultima continuându-se cu pasul *Merişor* sau Bănița (759 m) între munţii Retezat şi Şureanu.

Ca *pasuri* (transversale) se remarcă *Transfăgărăşanul* (2040 m) şi *Urdele* (2141 – cel mai înalt din ţară) peste Parâng, dar care se continuă peste izvorul Lotrului către Sebeş prin pasul *Tărtărău* (1665 m), între Şureanu şi Munţii Lotrului. Există şi importante pasuri marginale: *Poarta Orientală* 535 m (spre Semenic) şi *Poarta de Fier a Transilvaniei* (699 m) către Poiana Ruscăi. Nesemnificativ, şi cu drum redus ca distanţă, este pasul *Perişani*, în estul Coziei către micul masiv Poiana Spinului.

Drumul longitudinal, care va fi unul dintre cele mai frumoase din Carpaţi, porneşte de la Brezoi, merge pe Lotru, trece pasul *Lotru* (1596 m), urmează Jiețul, depresiunea Petroşani şi Jiul de Vest, iar apoi coboară peste pasul *Oslea* (1350 m) în lungul Cernei. Aceasta este fixată pe un important aliniament tectonic.

Trecători şi pasuri în Munţii Banatului

Sunt specifice două *trecători* importante, *Defileul Dunării* peste toţi Carpaţii Banatului şi *Bârzava* peste Munţii Dognecea (între Reşiţa şi Bocşa). *Pasurile* sunt mai multe, obişnuit peste munţii joşi, iar în cei înalţi acestea aproape lipsesc. Peste Semenic este numai pasul *Gărâna* (între Reşiţa şi Culoarul Timiş), iar peste Almăj nu există pasuri. Un drum principal porneşte din Reşiţa către Caransebeş peste pasul *La Comoară*, 359 m (culmea joasă dintre Dognecea şi Semenic). Peste Munţii Locvei sunt trei pasuri: *Naideş – Pojejena* (în vest), *Cărbunari* pe centru (între Moldova Nouă şi Depresiunea Oraviţa) şi *Cârşa Roşie* (în est, la contactul cu Munţii Almăj, între Şopotu Nou şi Depresiunea Liubcova). Din Depresiunea Bozovici un drum merge peste Munţii Aninei, prin *Cheile Minişului (Marila)*, la Oraviţa, pasul fiind la circa 720 m, iar un altul, cu pasul *Ţarova* (Pârvova), către Iablaniţa-Mehadia. Se adaugă *Poarta Orientală* (Domaşnea).

În *Poiana Ruscăi* întâlnim un singur drum transversal, cu direcţie nord-sud, care merge de la Tomeşti pe sub vârfurile Padeş şi Rusca (la 1000 m) către Ruşchiţa şi Rusca Montană.

Trecătorile şi pasurile din Munţii Apuseni

Multitudinea depresiunilor golf din exterior, gradul de umanizare şi fragmentare tectono-structurală au favorizat formarea multor drumuri peste înşeuări. Ca *trecători* pot fi socotite: *Ciucea* (pe Crişul Repede, singurul râu care taie total Apusenii), *Crişul Alb* (între depresiunile Brad – Gurahonţ şi Câmpia de Vest), *Arieşul* (între Depresiunea Ţara Moţilor şi Câmpia Transilvaniei, trecând peste cheile de la Buru), iar la extremităţi se află *Culoarul Mureşului* (în sud) şi cel al *Someşului* (la nord de Meseş, prin cheile de la Ţicău – Prisaca).

Pasurile traversează şi *Munţii Mureşului* (Zarand-Metaliferi-Trascău), sau munţii-horst din nord şi vest, precum şi munţii centrali – Bihor-Vlădeasa. Peste Zarand sunt două drumuri, unul între Gurahonţ-Mădrigeşti-Căpruţa (pe Mureş), trecând pe la est de vf. Drocea, şi al doilea, de la Vaţa, pe la *Obârşia*, spre Zam (urmează oarecum limita Zarand-Metaliferi). Peste Metaliferi important este pasul *Vălişoara* (460 m) între Deva şi Brad, pasul *Almaşu* (între Geoagiu-Almaşu de Mijloc-Zlatna) şi *Izvoru Ampoiului* (957 m). La contactul cu Muntele Găina este pasul *Buceş* (725 m), sub blocul Vulcan. Între Aiud şi Abrud, un drum greu de folosit, şi care traversează mai multe văi, trece pe la *Bucium*.

Peste Bihor este importantul pas *Vârtop* (1160 m). La vest de Muntele Mare un drum, prin şaua *Ursoaia*, urcă de la Albac (Arieş) şi coboară la lacul Beliş (Fântânele), iar un altul merge peste *Podişul Padiş* către Someşul Cald. În Vlădeasa urcă frumosul drum de la *Stâna de Vale*, peste înşeuarea cu acelaşi nume, iar un altul, mai scurt, traversează interfluviul Drăgan-Iad, trecând pe sub *Dealul Caprei*. Important este şi drumul dintre Munţii Codru Moma şi Bihor – pasul *Criştior*. Peste Pădurea Craiului traversează un drum pe la *Zece Hotare*. În Munţii Plopiş este pasul *Pădurea Neagră*; între Mezeş şi Plopiş este *Osteana* (Ciucea-Şimleu), iar peste Meseş apare o trecătoare pe *valea Porcului*, apoi *Pasul Romanilor*, spre Zalău, şi pasul *Ortelec* la capătul nordic.

Tipuri de dealuri pre şi pericarpatice

Dealurile pericarpatice se încadrează în trei tipuri complexe şi mai multe subtipuri: dealuri *subcarpatice* (externe), dealuri *vestice* şi *subcarpaţi transilvăneni*. Trebuie menţionat însă, faptul fiind valabil şi pentru podişuri, că aceste „mari" tipuri se apropie sau chiar se identifică spaţial cu regiunile/subregiunile geomorfologice respective, adevăratele tipuri de dealuri (şi podişuri) fiind subtipurile acestora.

1. *Dealurile subcarpatice*

Acestea s-au format prin cutare largă şi înălţare, între 300 (333 m în Dealul Bran) la peste 1000 m (Chiciora 1218 m, Mătăul 1018 m, Măgura Odobeşti 997 m, Pleşu sau Ceardac 911 m), a rocilor terţiare de tip molasă depuse în avanfosa carpatică. Au apărut astfel *şiruri de dealuri* (masive şi culmi) *axate în principal pe anticlinale*, despărţite de *şiruri de depresiuni situate obişnuit pe sinclinale*; sunt deci *dealuri tectonice*.

În acest tip general există mai multe *subtipuri*:

- **oltean** – cu un *uluc depresionar subcarpatic* cunoscut şi ca Depresiunea Olteană, *un şir de dealuri axate în principal pe anticlinale, continuate uneori spre sud pe monoclin,* şi individualizate mai tipic între Jiu şi Olt şi *un şir de depresiuni de contact* cu Podişul Getic (depresiuni intradeluroase). În cadrul acestora apar însă mai multe subtipuri de individualităţi, între care: Dealul Bran (rest de piemont situat pe o margine de anticlinal); dealurile joase de tip Sporeşti (între Tismana şi Jiu) unde nu se impune un anticlinal tipic; dealul Săcel-Ciocadia unde saltă din adânc o boltire locală anticlinală; Culmea Slătioara (769 m), la sud de Horezu, extinsă pe un anticlinal individualizat bine pe o lungime mai mare; la sud de anticlinal se află dealuri monocline, alungite nord-sud şi cu începuturi de cueste. Tot aici sunt clare *patru subtipuri de depresiuni*: uluc subcarpatic (între Tismana şi Horezu); depresiunea de eroziune Târgu Jiu – Târgu

Cărbuneşti (în interiorul subcarpaţilor); depresiunile de contact (cu Podişul Getic), între Motru – valea Cioiana (sud de Dealul Bran) şi până la confluenţele Bistriţa Vâlcii-Otăsău-Olt; depresiunile intrasubcarpatice Govora-Ocnele Mari formate pe cute diapire[7] (fig. 17).

Fig. 17 – Profil schematic prin Subcarpaţii Olteniei: Cr. Cristalin; Mc. Miocen; Pl. Pliocen; Q1. Pietrişuri de Cândeşti, Q2. Aluviuni şi terase

Acest subtip oltean apare şi în arealul Câmpulung prin dealurile de anticlinal Măţău şi Ciocanu şi prin şirul depresionar subcarpatic Câmpulung, inclusiv depresiuni de contact către Podişul Getic[8].

- **subtipul curbură** prezintă *cutări mai strânse*, este cel mai *complex* dintre toţi Subcarpaţii, cel mai *înalt* ca altitudini dominante, cel mai lat şi are formă curbată ca şi Carpaţii Curburii care l-au creat. În cadrul acestor subcarpaţi apar până la *trei şi patru şiruri de dealuri* şi *două-trei şiruri de depresiuni*, în schimb lipsesc depresiunile de contact, deoarece ei se limitează în exterior direct cu câmpia. Există în plus şi *doi pinteni paleogeni* între Buzău şi Teleajen (fig. 18), pătrunşi aici din munte (Homorâciu şi Vălenii de Munte), precum şi *multe depresiuni de eroziune* care fac legătura (în lungul râurilor) între depresiunile longitudinale axate pe sinclinale. Totodată, între Trotuş şi Slănicul de Buzău, Subcarpaţilor de Curbură li se ataşează *o ramă externă monoclină formată din strate de Cândeşti* (fig. 19). Stilul de asamblare al depresiunilor este numit adesea „întortocheat" şi el a fost impus mai ales de către depresiunile de eroziune axate pe mersul râurilor.

Ca *subtipuri* de individualităţi (dealuri şi depresiuni) se diferenţiază relativ multe, dintre care se remarcă: *dealurile* axate pe cele două rânduri de anticlinale de tip subcarpatic (dominante la est de Prahova), culmi deluroase orientate nord-sud mai ales la vest de Prahova (Dealurile Doftanei, Dealurile Sultan-Teişu ş.a.), dealuri de anticlinorii (Culmea Istriţei), dealurile de pinteni montani (în aliniamentul dintre Buzău şi Vălenii de Munte – prelungire a Culmii Ivăneţu, şi pintenul scurt de la Homorâciu – prelungire a muntelui Zmeuretu), dealuri monocline din strate de Cândeşti (Ouşoru, Zăbrăuţ, Măgura Odobeşti – o creastă de tip hogback cu vârfuri numite titile –, Deleanu, Căpăţânei, Culmea Budei, Culmea Blăjani) ş.a. În arealul de la est de râul Buzău au fost identificate şi inversiuni de relief[9], între care *dealul de sinclinal* Blidişel-Ursoaia (est de Depresiunea Cislău) şi Dealul Breazu (la vestul Dealurilor Dâlmei).

[7] Subtipurile de dealuri şi de depresiuni luate ca individualităţi, din cadrul dealurilor şi podişurilor, nu au fost studiate decât incidental. Se aşteaptă studii.

[8] Gr. Posea (1993), *Subcarpaţii Măţăului*, Studii şi cercetări de Geografie, tom. XXXIX, Editura Academiei.

[9] Badea L., Niculescu Gh. (1964), *Harta morfostructurală a Subcarpaţilor dintre Slănicul Buzăului şi Cricovul Sărat*, „Studii şi cercetări de G.G.G., Geografie", tom 11, Editura Academiei.

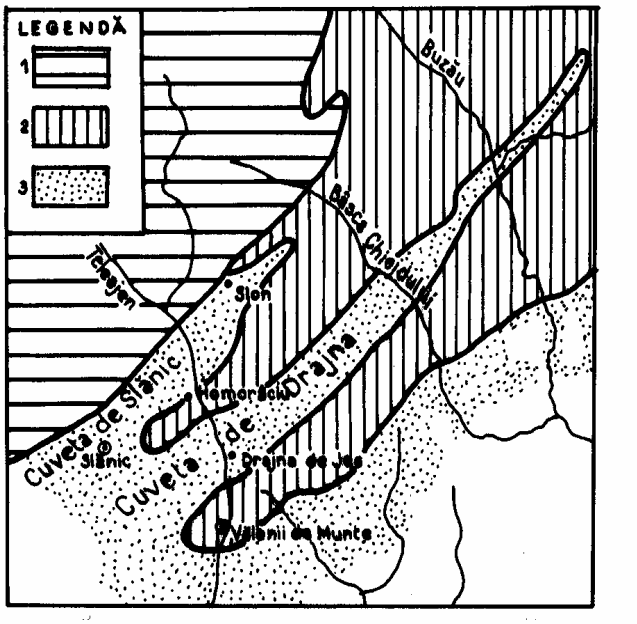


Fig. 18 – Pintenii paleogeni (de Văleni, de Homorâciu) şi cuvetele miocene din Subcarpaţii de Curbură. 1. Fliş cretacic; 2. Fliş paleogen; 3. Formaţiuni miocene

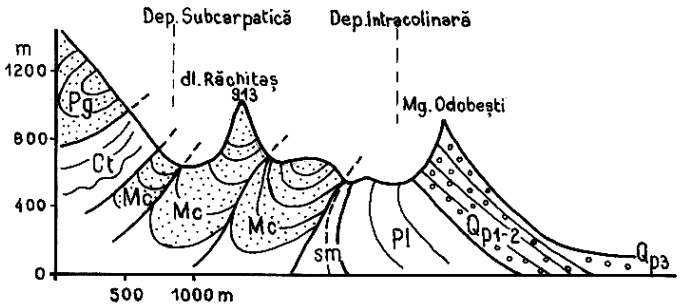


Fig. 19 – Profil schematic prin Subcarpaţii Vrancei. Ct. Ctetacic; Pg. Paleogen; Mc. Miocen; Sm. Sarmaţian; Pl. Pliocen; Qp_{1-2}. Pleistocen inferior şi mediu; Qp_3. Pleistocen superior (după Relieful României)

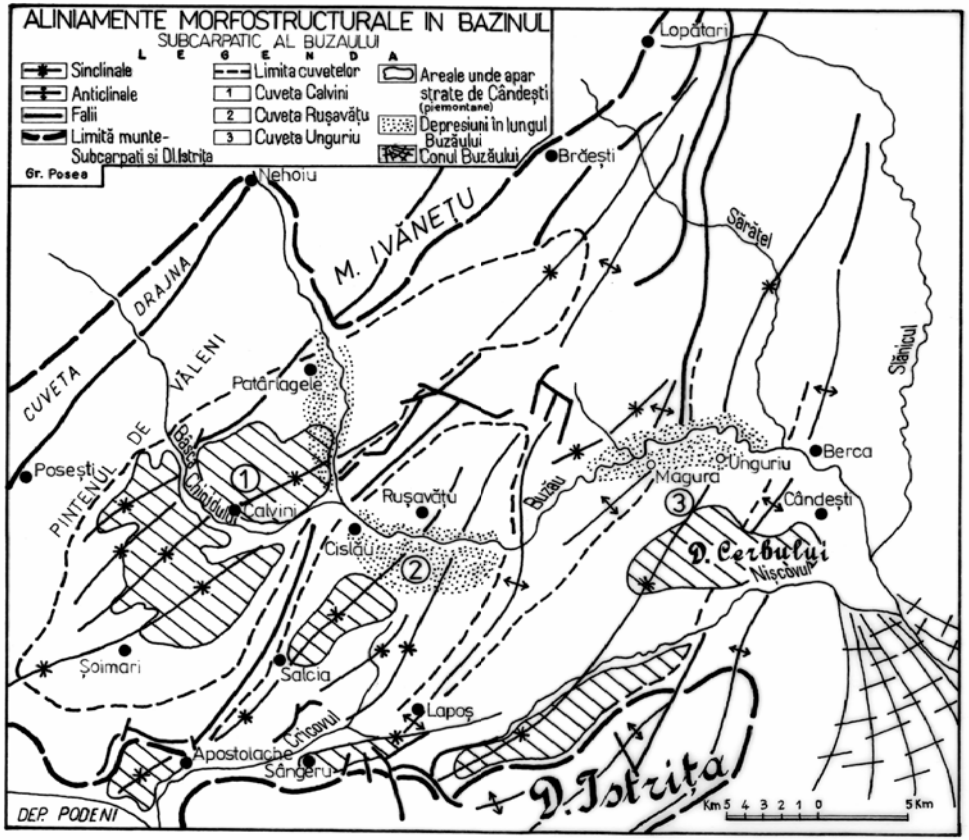


Fig. 20 – Aliniamente morfostructurale în bazinul subcarpatic al Buzăului (Gr. Posea) (haşura oblică indică strate de Cândeşti)

Ca *depresiuni* specifice, în afara şirului subcarpatic, evidenţiat mai bine între Slănic de Buzău şi Trotuş (Soveja, Vrancea, Nereju, Jitia, Lopătari) şi mai puţin la vest de Teleajen (Bertea, Comarnic), apar, sub munte, şi depresiuni situate în spatele pintenilor (Drajna – la nord de Pintenul de Văleni şi Depresiunea Ceraşu prelungită în Depresiunea Măneciu); există, de asemenea, depresiuni-butonieră (Sărata Monteoru în Culmea Istriţei); în lungul Buzăului subcarpatic s-au creat şi trei depresiuni de tip cuvetă, pe structuri geosinclinale (Calvini, Ruşavăţu şi Unguriu), deci longitudinale, dar transformate, în parte, de Buzău în depresiuni de eroziune (Pătârlage, Cislău şi Măgura-Unguriu), aliniate „întortochiat" ca şi cursul râului şi despărţite de aliniamente de anticlinale sau/şi falii pe care apar roci mai dure (fig. 20);

- **subtipul moldav**, deşi mai vechi decât ceilalţi subcarpaţi, este cel mai simplu. Prezintă un şir de *trei depresiuni* subcarpatice foarte mari şi larg deschise către exterior, totuşi dispuse relativ oblic pe munte, şi *dealuri mărginaşe* care au aspect de culmi joase, cu două excepţii (Pleşu şi Pietricica) (fig. 21). La acestea se adaugă *culoarul depresionar Moldova-Siret*, de contact, la limita cu Podişul Moldovei. Acesta din urmă este echivalentul (unificat însă de cele două râuri) depresiunilor de contact dintre Podişul Getic şi Subcarpaţii Getici.

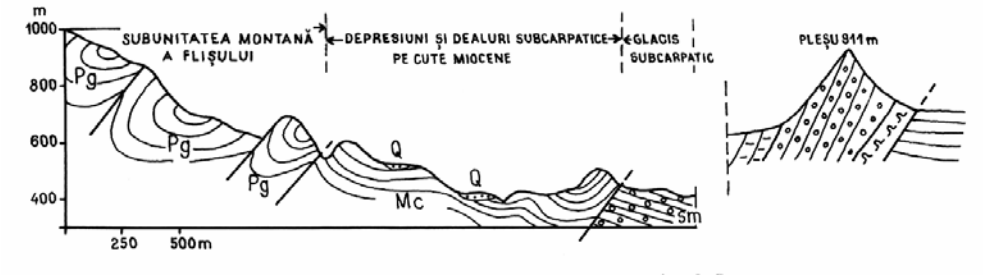


Fig. 21 – Profil schematic prin Subcarpaţii Moldovei. Pg. Paleogen; Mc. Miocen; Sm. Sarmaţian; Q. Cuaternar

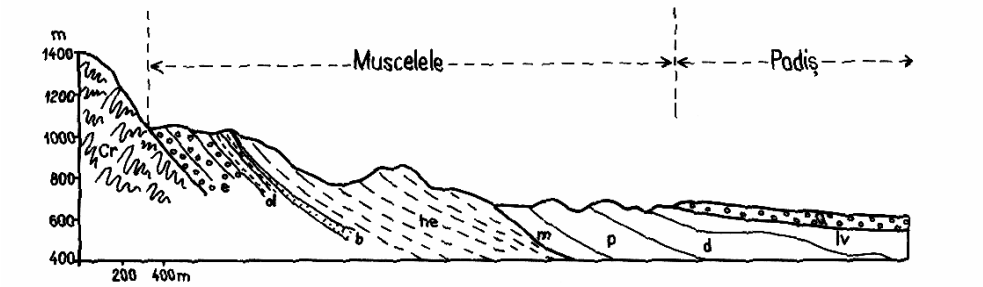


Fig. 22 – Profil schematic prin sectorul Muscelelor. Cr. Cristalin; e. Eocen; ol. Oligocen; b. Burdigalian; he. Helveţian; m. Meoţian; p. Ponţian; d. Dacian; lv. Levantin; Q. Cuaternar (după Relieful României)

Originea depresiunilor subcarpatice este dominant de eroziune diferențială, conglomeratele burdugaliene de Pietricica – Pleşu rezistând mai bine la eroziune decât suita saliferă (acvitaniană) şi argilo-marnoasă (burdugaliană şi badeniană) situată mai la vest. Există totuşi şi autori (C. Brânduş, 1981 ş.a.) care susțin că în timpul înălțării postvillafranchianului s-a format anticlinoriul Pietricica şi un larg sinclinoriu în spatele său, ca urmare a unei împingeri către est dinspre Carpați şi a rezistenței platformei Moldoveneşti (p.29). Şi acest tip de subcarpați este deci tectonic. A exclude însă total rolul eroziunii diferențiale din formarea Depresiunii Tazlău (p. 30) ni se pare o exagerare;

- **muscelele** (Argeşului) sunt dealuri şi mai ales culmi subcarpatice orientate nord-sud, dar formate pe structură de *monoclin* (fig. 22). Se extind tipic între Depresiunea Câmpulung şi Olt, dar o fâşie îngustă ajunge pe sub munte până la Bistrița Vâlcii, având la sud o fâşie cutată. Depresiunile de aici sunt mai restrânse, au formă romboidală şi se dispun pe două şiruri: sub munte (Cândeşti pe Bratia, Arefu pe Argeş, Sălătruc pe Topolog, Sălătrucel – Jiblea, Olăneşti) şi la contactul cu Podişul Getic, pe fiecare râu înainte de intrarea în Podişul Getic (Lăzăreşti pe Râul Târgului, Vlădeşti-Poienița pe Bratia, Retevoieşti pe Râul Doamnei, Costeşti-Vâlsan pe Vâlsan, Curtea de Argeş pe Argeş, Lacurile pe Topolog).

2. *Dealurile subcarpatice transilvănene*[10]

Sunt dezvoltate cu precădere pe *sinclinale* (*suspendate*) paralele munților vulcanici, iar *depresiunile pe anticlinale* (multe dintre ele au cute diapire, ca pe Homorod, Sovata-Praid şi aliniamentul est-Reghin-valea Sărățel-Beclean). Se remarcă şi depresiuni de contact cu podişul, mai slab dezvoltate şi care nu sunt aliniate structural, iar în arealul Cristuru Secuiesc apare o depresiune-bazinet în interiorul unui dom.

Ca *subtipuri subcarpatice particulare* se remarcă: *Subcarpații Homoroadelor* cu două văi largi axate pe anticlinale şi o culme de interfluviu, pe un sinclinal, acoperită cu aglomerate vulcanice; *culmea din vestul depresiunii Sovata-Praid*, este tot din aglomerate, în mare tot pe un sinclinal, dar aici se găsesc şi cele mai mari înălțimi (Firtuş 1061 m, Şiclod 1028 m şi Becheci 1080 m); la nord de Someşul Mare, între Sângeorz-Băi şi valea Țibleşului (sub Munții Țibleşului şi Rodnei), se găseşte tipul subcarpatic de *muscele*, culmi de monoclin orientate nord-sud (Muscelele Năsăudului); şi mai la est sunt *Subcarpații Lăpuşului*, asemănători oarecum cu Subcarpații Tazlăului din Moldova: o culme de conglomerate (Culmea Breaza, 974 m), dar cu structură de sinclinal suspendat şi o depresiune subcarpatică pe roci mai moi, formată prin eroziune diferențială (Depresiunea Lăpuşului).

3. *Dealurile şi depresiunile vestice*

Sunt *scunde*, de 200-400 m, formate pe roci moi mio-pliocene, dar din loc în loc *saltă o serie de măguri*, masive sau culmi formate din cristalin, vulcanic sau roci mezozoice de tip carpatic. Au provenit din ridicarea şi fragmentarea unei fâşii de glacisuri submontane de eroziune, care s-a format pe seama unor piemonturi vestice mai vechi erodate până la bază, la începutul cuaternarului. Mai au specific faptul că, din loc în loc, pătrund adânc în munte sub formă de *depresiuni golfuri*. Cu excepția golfului Lugojului care aparține de câmpie, restul golfurilor țin de Dealurile de Vest. *Nu au depresiuni de contact* (subcarpatice) cu excepția oarecum a Băii Mari. În rest, imediat sub munte încep dealurile joase.

[10] Este vorba de subcarpații în limitele şi cu caracterele indicate de *Gr. Posea,* 1968 (*Problema Subcarpaților în Transilvania*, „Natura", nr. 4) şi nu de cei indicați de alți autori, ca de exemplu *V. Tufescu,* 1966 (*Subcarpații*, Editura Ştiințifică).

Ca *subtipuri particulare se pot deosebi*:

- un *podiş* uşor fragmentat, cu o dominantă de 230-350 m (Podişul Silvaniei) situat la nord de munţii Plopiş şi Meseş. Include şi câteva *măguri* cristaline mai înalte, cum sunt Culmea Codrului 580 m, Masivul Preluca (810 m), Măgura Ţicău (sau Prisaca, 660 m), Măgura Şimleului (596 m), Măgura Coşeiului (372 m), precum şi *o mare depresiune* – Baia Mare (cu lunci şi terase largi şi glacisuri marginale) – şi depresiunile mai mici, tot de eroziune (Şimleului şi Barcăului);
- *dealuri joase*, *de 300-350 m, care se arcuiesc sub horsturile Apusenilor* şi pătrund ca *golfuri deluroase* (cu glacisuri, piemonturi, terase şi lunci largi) în grabenele dintre munţi (Oradea-Vad, Depresiunea Beiuş, Depresiunea Gurahonţ şi dealurile Cigherului). Toate la un loc formează *Dealurile şi depresiunile Crişurilor*. Şi aici se găsesc unele măguri din roci dure mezozoice, în Dealurile Răbăgani şi cheile Borzului (320-556 m), care închid Depresiunea Beiuş; apoi, două măguri eruptive în Dealurile Cigherului sau Cuedului (Mocrea 378 m şi Pâncota 230 m);
- *dealurile piemontane*, din *Piemontul Lipovei*, înalte de 280-320 m, dar în est, unde apare şi eruptiv, ating 459 m; este un fel de Podiş Getic foarte restrâns şi fragmentat.
- *dealurile bănăţene* sunt relativ similare cu cele crişene, dar mai joase (200-250 m), mai înguste, iar tranziţia faţă de câmpie, în special spre Câmpia Bârzavei, se face lin, pe alocuri câmpia urcând până aproape sub munte. Aici se încadrează fâşia de sub Poiana Ruscăi (Dealurile Lugojului şi Lăpugiului), Dealurile Dognecei, Dealurile Oraviţei şi Depresiunea Caraşului (golful dintre munţii Locva-Aninei-Dognecea). Fac oarecum excepţie Dealurile Pogănişului, ceva mai înalte şi aparent mai masive, de 300-400 m, cu un martor cristalin în Dealul Buziaşului (367 m).
- La aceste tipuri vestice, de dealuri provenite din fragmentarea unor piemonturi de eroziune (glacisuri), se adaugă şi *Dealurile Orăştiei* (de sub munţii Şureanu şi Cindrel).

Tipuri de podişuri

Cu excepţia Podişului Getic, a Dobrogei de Sud şi în parte a Dobrogei Centrale, celelalte podişuri din România sunt compuse din culmi, coline şi chiar masive deluroase, dar a cărei înălţime se aliniază unor foste suprafeţe de podiş. După geneza netezirii acestor suprafeţe şi după reliefurile specifice apărute ulterior, podişurile se subîmpart în mai multe tipuri, cu subtipuri.Vom urma şi aici calea mai didactică, socotind fiecare podiş de rang regional ca un tip general şi apoi vom delimita în cadrul lor unele subtipuri (care, în acest caz, se pot regăsi şi la alte tipuri).

Podişul Dobrogei este cel mai complex ca geneză şi ca subtipuri. În mare, este podiş de platformă, peneplenizat în mai multe reprize, cu o altitudine medie de 200-300 m şi acoperit de loess. Are trei subtipuri mai importante, dar ultimul este un mozaic de subtipuri:

- *podiş de platformă cu structură tabulară* la suprafaţă (calcare sarmatice carstificate – Dobrogea de Sud);
- *podiş de platformă peneplenizat pe şisturi verzi*, cu unii martori din calcare mezozoice – pe valea Casimcei şi pe aliniamentul Medgidia-Ovidiu – , iar în nord-est are şi inselberguri cupolare; este vorba de Dobrogea Centrală;
- *podiş complex de munţi hercinici, platouri şi câmpuri de pedimente* şi de glacisuri; este specific Dobrogei de Nord. Are la rândul său mai multe *subtipuri*: *resturi de munţi hercinici* (Munţii Măcinului, cu precădere Culmea Pricopanului – Culmea Greci – Muchea Lungă); *podiş peneplenizat format dominant pe diabaze* (Podişul Niculiţel); *dealuri şi măguri* cu aspect de inselberguri şi pedimente (Dealurile Tulcei sau Cataloi-Dunavăţ şi Dealurile din vestul Măcinului, de la Depresiunea Cernei până la Culmea

Bugeac); *depresiune cu pedimente îngemănate* şi resturi de inselberguri (Depresiunea Nalbant); *podiş pe roci mezozoice*, peneplenizat şi fragmentat, predominant calcare şi cu structură generală de sinclinoriu (Podişul Babadag).

Podişul Transilvaniei este al doilea ca şi complexitate, situat pe fundament de platformă-orogen (cu oarecari trăsături de platformă), puternic sedimentat, a fost peneplenizat în mai multe rânduri – în timpul suprafeţelor medii carpatice (în sudul Podişului Someşean), în meoţian, a urmat apoi o fosilizare aproape generală în panonian, parţial şi dacian, după care a fost din nou nivelat prin eroziune; pe unele margini a avut şi piemonturi, iar în final (cuaternar) a fost înălţat şi fragmentat. S-a diferenţiat în cinci subtipuri:

- *podiş format pe sedimentar paleogen şi miocen*, fragmentat în masive deluroase şi resturi de platouri (Podişul Someşean). Are structură de sinclinoriu, cu calcare eocene şi cueste în sud (Podişul Huedin-Păniceni) şi în nord (Culmea Prisnel şi Podişul Boiu) şi culmi şi masive deluroase pe miocen mai moale, în centru;
- *podiş format pe sedimente mio-pliocene*, fragmentat în culmi înguste şi foarte lungi pe direcţie dominant est-vest (Podişul Târnavelor). Este nivelat în vest de suprafaţa Secaşelor (echivalentă nivelului inferior al umerilor carpatici), iar în rest de suprafaţa Hârtibaciului (echivalentă cu umerii superiori carpatici); prezintă, în jumătatea estică, structuri de domuri, cu cueste slab exprimate;
- *dealuri şi coline domoale* formate pe roci moi miocene, cu văi scurte dar foarte largi, cu iazuri şi multe alunecări de teren pe versanţi (Câmpia Transilvaniei);
- *depresiuni largi marginale*, de contact cu muntele, se extind pe latura sudică şi vestică (Făgăraş, Sibiu, valea subsecventă a Secaşului de Sebeş care, lângă munte, are totuşi dealuri, Culoarul Alba Iulia-Turda, Depresiunea Iara-Vlaha-Gilău şi Depresiunea Almaş-Agrij);
- *subcarpaţii Transilvaniei* (vezi Dealurile subcarpatice, punctul 2).

Podişul Moldovei are fundament de platformă, iar nivelarea de suprafaţă s-a făcut pe roci sedimentare mio-pliocene dispuse monoclin, spre SSE. Nivelările prin eroziune, a culmilor superioare, au început în postsarmaţian, de la nord spre sud, şi s-au extins până în postvillafranchian. Concomitent, tot de la nord spre sud, s-a realizat fragmentarea pe verticală, precum şi o eroziune diferenţială importantă, care a impus un dezvoltat relief de cueste (pe gresii şi calcare sarmatice), dar şi separarea a patru subtipuri de podiş, echivalente celor trei subregiuni (Podişul Sucevei, Câmpia Moldovei şi Podişul Bârladului, ultimul cu alte două subtipuri). În sarmaţianul superior, dar şi la sfârşitul pliocenului s-au depus şi formaţiuni piemontane, păstrându-se urme mai ales în Podişul Sucevei şi în partea de sud (Colinele Tutovei şi Podişul Covurluiului). Subtipurile sunt următoarele:

- *podiş de monoclin fragmentat în masive şi culmi deluroase* (Dealul Ciungi, Podişul Dragomirnei, Culmea Siretului, Bour, Dealu Mare-Hârlău ş.a.), cu întinse spinări de cueste, multe depresiuni subsecvente (Liteni-Fălticeni, Rădăuţi), şei largi structuralo-petrografice (Ruginoasa, Bucecea ş.a.), resturi din piemontul sarmatic (Dealul Ciungi, 689 m), glacisuri şi depresiuni de contact (Cacica);
- *podiş de tip câmpie colinară* (Câmpia Moldovei), cu interfluvii late, nivelate pe roci moi miocene, altitudini generale aproape de 200 m, văi largi cu iazuri, versanţi cu alunecări multe, influenţa structurii se simte foarte puţin sub formă de interfluvii sau coline uşor asimetrice. La marginea vestică s-au format depresiuni de contact (depresiunile Hârlău, Botoşani, Dorohoi). În sud limita se face cu o frunte de cuestă a Podişului Central Moldovenesc (Coasta Iaşului), iar în vest prin abrupturile petrografice ale Culmii Siretului şi Dealurilor Ibăneştiului (Podişul Sucevei);

- *podiş cu largi suprafeţe structurale şi cueste proeminente* pe roci sarmatice (calcare, gresii, argile), specifice pentru Podişul Central Moldovenesc. Întregul acest podiş este o suprafaţă structurală înclinată spre sud, pe care domină văi consecvente colectate de două văi subsecvente: Bârladul superior şi Racova; pe versantul lor drept se înalţă frunţi de cuestă, dar nu de proporţia celei dinspre Câmpia Moldovei. Valea Racovei s-a transformat chiar într-o lungă depresiune subsecventă (Negreşti-Vaslui);
- *podiş fragmentat în culmi înguste şi paralele* orientate nord-sud, formate pe roci moi pliocene (Colinele Tutovei). Aceste culmi înguste poartă local numele de coline, spre deosebire de cele din Câmpia Transilvaniei unde colinele au aspect obişnuit de cupolă. În această parte domină roci moi (nisipuri, argile, marne) de vârstă pliocenă (meoţian-dacian) acoperite cu un strat de prundişuri villafranchiene (de Bălăbăneşti), care se extind de sub localitatea Crăieşti (370 m) şi până la Prut (la sud de Depresiunea Elanului) (I. Hârjoabă 1968 şi V. Sficlea 1960). Peste prundişuri există şi o cuvertură de luturi nisipoase (la sud de localitatea Homocea), groase de 20-100 m. Prundişurile provin din Carpaţi şi au fost depuse de către Siret, Bistriţa şi Prut (Hârjoabă ş.a.), sau de Trotuş şi Bistriţa, ca o continuare estică a unui piemont Putnean (Sârcu 1953, Sficlea 1960, C. Ghenea 1965 – autoreferat). Cât priveşte originea luturilor, ele ar fi fluviatile, depuse la inundaţii pe o imensă albie majoră, la poala unei câmpii joase care exista în jumătatea sudică a Colinelor Tutovei şi Podişului Covurluiului şi care se extindea până la est de Prut. Pe măsura ridicării câmpiei, dinspre nord, luturile au fost remaniate deluvio-coluvial spre sud (Hârjoabă, 1968). Ulterior s-a produs fragmentarea, dominant prin văi consecvente.

Acest tip de relief se găseşte, cu particularizări, şi în Colinele Fălciului şi Podişul Covurluiului. În primul caz apare ca dominantă o culme largă pe stânga Bârladului (Colinele Viişoarei), terminată spre sud cu o suprafaţă relativ structurală (Dealurile Măluşteniului), la care se adaugă depresiunea de eroziune, uşor deluroasă, a Elanului (pe dreapta Prutului). La sud de valea Horincea-Lişcov (uşor subsecventă) se întinde Podişul Covurluiului ale cărui coline au spinările mult mai late şi despărţite tot de văi consecvente.

Podişul Getic este cel mai simplu sub aspect structural, fostă câmpie piemontană formată pe subasment de platformă, dar şi de avanfosă. A fost ridicat la nivel de podiş (300-700 m) în cuaternarul mediu şi superior. Prezintă văi consecvente, rar subsecvente (la sud şi vest de râurile Motru-Jiu şi incipiente, ca afluenţi ai celor consecvente). La contactul cu Subcarpaţii s-a dezvoltat un puternic aliniament de frunte de cuestă, care avansează în Subcarpaţi pe interfluvii şi coboară în pâlnie pe văi. Slabe începuturi de cuestă se găsesc şi în podiş, pe versanţii sudici ai văilor subsecvente (pe Huşniţa, Coşuştea ş.a.). Ca stadiu de evoluţie, piemontul se află în faza desprinderii de Subcarpaţi (prin depresiuni şi înşeuări de contact) şi a fragmentării longitudinale. În funcţie de gradul de fragmentare se pot deosebi patru subtipuri:

- *slab fragmentat cu aspect dominant de câmp* – Piemontul Bălăciţei;
- *mediu fragmentat* cu interfluvii netede şi foarte alungite pe direcţie nord-sud, cum este cel numit Picior de Munte, din dreapta Dâmboviţei: Piemontul Cândeşti, Piemontul Cotmeana, Piemontul Olteţului, Piemontul Motrului;
- *cu interfluvii înguste şi divergente* – Piemontul Topolog-Bascov, din nordul Piemontului Cotmeana;
- *gruiuri piemontane*, cu interfluvii înguste şi convergente către un areal de convergenţă hidrografică: Gruiurile Argeşului (între Argeş şi Argeşel) şi Gruiurile Jiului (între Jiu şi Gilort);
- *un culoar de contact* se adaugă în plus şi se află între Podişul Mehedinţi şi cel Getic, dar se încadrează celui din urmă. Este vorba de Culoarul Drobeta-Bala (sau

Severin-Coşuştea) compus din Depresiunea Turnu Severin şi Dealurile Coşuştei), săpat în roci meoţian-ponţiene.

Podişul Mehedinţi, deşi foarte mic, este un tip general aparte, *podiş cu structură carpatică peneplenizat*. Se compune din şisturi cristaline şi roci sedimentare, dominant mezozoice şi cu un carst foarte dezvoltat, care au fost retezate de eroziune în special în timpul suprafeţelor medii carpatice. Şisturile cristaline formează două benzi late, una în vest (getic şi în nord autohton) şi una estică (getic), iar la mijloc apare sedimentar (sedimentar autohton şi fliş de Severin) cu dominantă calcaroasă şi care se lăţeşte către nord şi se îngustează puternic spre Dunăre (Vârciorova). Pe cristalinul vestic se află şi culoarul Bahnei (echivalent cu suprafaţa carpatică de bordură şi cu nivelul umerilor carpatici), pe care se găseşte şi un petic de sarmaţian-badenian continuat din Depresiunea Orşova şi tăiat transversal de râul Bahna (curs schimbat prin captare după formarea Dunării). Badenian şi sarmaţian mai apar şi pe latura estică a cristalinului spre Podişul Getic, cu martori de calcare jurasice, formaţiuni care se văd bine în malul abrupt dunărean dintre Gura Văii şi vest de Turnu Severin.

Tipuri de câmpii

În România există următoarele câmpii de rang regional: Câmpia Română, Câmpia de Vest a României, Câmpia Deltaică (Delta), fâşia litorală cu aspect de câmpie lagunomarină şi platforma continentală. Celelalte zise câmpii sunt deluroase (Câmpia Moldovei şi Câmpia Transilvaniei), iar altele care au netezime de câmpie aparţin arealului montan (suprafaţa Depresiunii Braşovului), sau de podiş (Piemontul Bălăciţei).

Tipurile genetice generale în care se încadrează câmpiile noastre sunt: *câmpii fluvio-lacustre* (Câmpia Română provine din colmatarea fluvio-lacustră a lacului Getic, iar Câmpia de Vest din colmatarea lacului Panonic), *câmpii fluvio-marine* (Delta), *câmpii litorale* (de abraziune şi acumulare marină) şi *platforme de abraziune* (Platforma românească a Mării Negre).

Suprafeţele de amănunt care compun aceste câmpii generale au luat naştere însă prin mai multe tipuri de procese şi cauze, care au impus mai multe *subtipuri majore de câmpii*. Fiecare dintre acestea prezintă caractere genetice specifice, care afectează uneori din plin şi modul lor de utilizare şi de amenajare. Aşa, de exemplu, în Câmpia Română au fost conturate 12 subtipuri de câmpii şi câmpuri (Posea, 1987 şi 1997), în Câmpia de Vest şapte (Gr. Posea, 1997) etc.

Câmpiile fluvio-lacustre, având multe subtipuri care sunt organizate regional în structuri proprii ce definesc fiecare mare câmpie, le vom trata separat, pe cele două mari regiuni, ca şi la dealuri şi podişuri[11].

Subtipurile de relief major din Câmpia Română

Au fost conturate 12 subtipuri de câmpii şi câmpuri (Posea, 1987 şi 1997), care sub aspect practic ar mai putea fi diversificate, în plus, după morfometrie şi chiar după structură. Subtipurile respective pot fi totuşi grupate în câteva categorii: câmpii piemontane, câmpii de glacisuri, câmpii de subsidenţă, câmpii de terase, fluvio-lacustre de tip baltă.

Câmpiile piemontane vechi, getice, reprezintă o plungireină, în Câmpia Română, a Piemontului Getic. Aici se încadrează Câmpia Sălcuţei (vest de Jiu), Câmpia Leu-Rotunda (între Jiu şi Olt) şi Câmpia Iminogului (nordul Câmpiei Boianului).

[11] Inclusiv din motive didactice.

Câmpiile piemontane cu strate de Frăteşti (prebalcanice) sunt reprezentate în parte prin Câmpia Urluiului (sudul Boianului) şi Câmpia Burnas.

Câmpiile piemontane subcarpatice, de tip *conuri-terase*, sunt tipice în golful Târgovişte-Ploieşti (Câmpia Târgovişte, Câmpia Cricovului şi Câmpia Ploieştiului). S-au format pe fundament subcarpatic, peste care s-au depus aluviunile a două niveluri de conuri piemontane echivalente teraselor 3 şi 2 din Subcarpaţi (numite obişnuit terasa Băicoi şi terasa Câmpina). Conul-terasă 2 este îmbucat în sedimentele terasei Băicoi (Posea, 1983)[12]. La acestea se adaugă şi Câmpia joasă a Râmnicului (sub curba de 100-120 m), care are o suprafaţă mai nouă, echivalentă în parte terasei 2, dar mai ales 1 şi formată dintr-o multitudine de conuri mici pe care râurile au divagat foarte mult. Către nord, această câmpie include, regional, şi terasele 1-3 ale Siretului (între Trotuş şi Mărăşeşti).

Câmpiile piemontan-terminale se plasează la oarecare distanţă de Subcarpaţi şi anume la sud, sud-est de actuala fâşie subsidentă (Titu-Siret). Ca formă tipică se găsesc numai la est de Argeş, unde se prezintă cu aspect de conuri complexe, fiecare format de către 1-2 râuri: Câmpia Vlăsiei (cu două conuri, unul realizat de Argeş şi Dâmboviţa, altul de Ialomiţa şi Prahova), Câmpia Mostiştei (în continuarea sud-estică a Vlăsiei, construită dominant de Argeş, în parte şi de Dunăre), Câmpia Lehliului (construită de Ialomiţa, în parte de Dunăre), Câmpia Padinei (con al Buzăului) şi Câmpia Iancăi (clădită de Râmnicul Sărat) (fig. 23). La acestea se poate adăuga şi Câmpia Găvanu-Burdea extinsă pe un areal subsident colmatat de către Argeş (la vest de Argeş) în timpul teraselor 4-1 din Câmpia Piteştiului. Câmpiile anterioare celei din urmă au fost construite numai la începutul terasei 4 a Dunării, când aceasta ajunsese la est de Argeş.

Câmpiile de glacis subcarpatic sunt specifice contactului cu Subcarpaţii de la est de Teleajen, cu întreruperi în dreptul conurilor piemontane ale râurilor Buzău şi Putna. S-au realizat aproximativ în timpul formării teraselor 5-4 din Subcarpaţi, dar au continuat şi ulterior mai ales pe marginile unde dealurile s-au ridicat mai rapid, iar câmpia din faţă a coborât subsident şi unde nu existau râuri carpatice (ca Buzău şi Putna). Este vorba de Glacisul Istriţei şi Câmpia înaltă a Râmnicului (peste 100-120 m), cea cu podgorie.

Câmpia de glacis premoldav (de platformă) provine dintr-o câmpie piemontană, între Siret şi Prut, terasată ulterior şi apoi glacisată numai în Câmpia Covurluiului.

Câmpiile de glacis-piemontan predobrogean (de platformă) sunt reprezentate prin resturi ale unei câmpii uşor înclinată care se extindea din Dobrogea de Sud spre Bărăgan. Construcţia acesteia s-a realizat în timpul depunerii stratelor de Frăteşti şi de Mostiştea. Când Dunărea a pătruns până la est de Argeş s-a izbit de această câmpie, pe care a erodat-o lateral, în vremea teraselor 4-2, reducând-o la o fâşie lată formată din Câmpul Hagieni, continuat la nord de Ialomiţa cu îngusta fâşie, Nasul Mare. La nivelul terasei 1 Dunărea a izolat acest câmp, prin captare, faţă de Dobrogea de Sud (fig. 23).

Câmpiile de terase sunt cele care, prin terasare, au fost sculptate în detrimentul podişului vecin: Câmpia Olteniei (minus câmpiile „getice"), Câmpia Piteştiului şi Câmpia Tecuciului. Există şi câmpii de terase acoperite cu nisipuri, ca variantă a celor anterioare, întâlnite în Oltenia.

[12] *Terasele din Câmpia Târgovişte-Ploieşti şi raporturile lor cu Subcarpaţii*, „Memoriile Secţiilor Ştiinţifice", seria IV, t. VI, nr. 2, Editura Academiei.

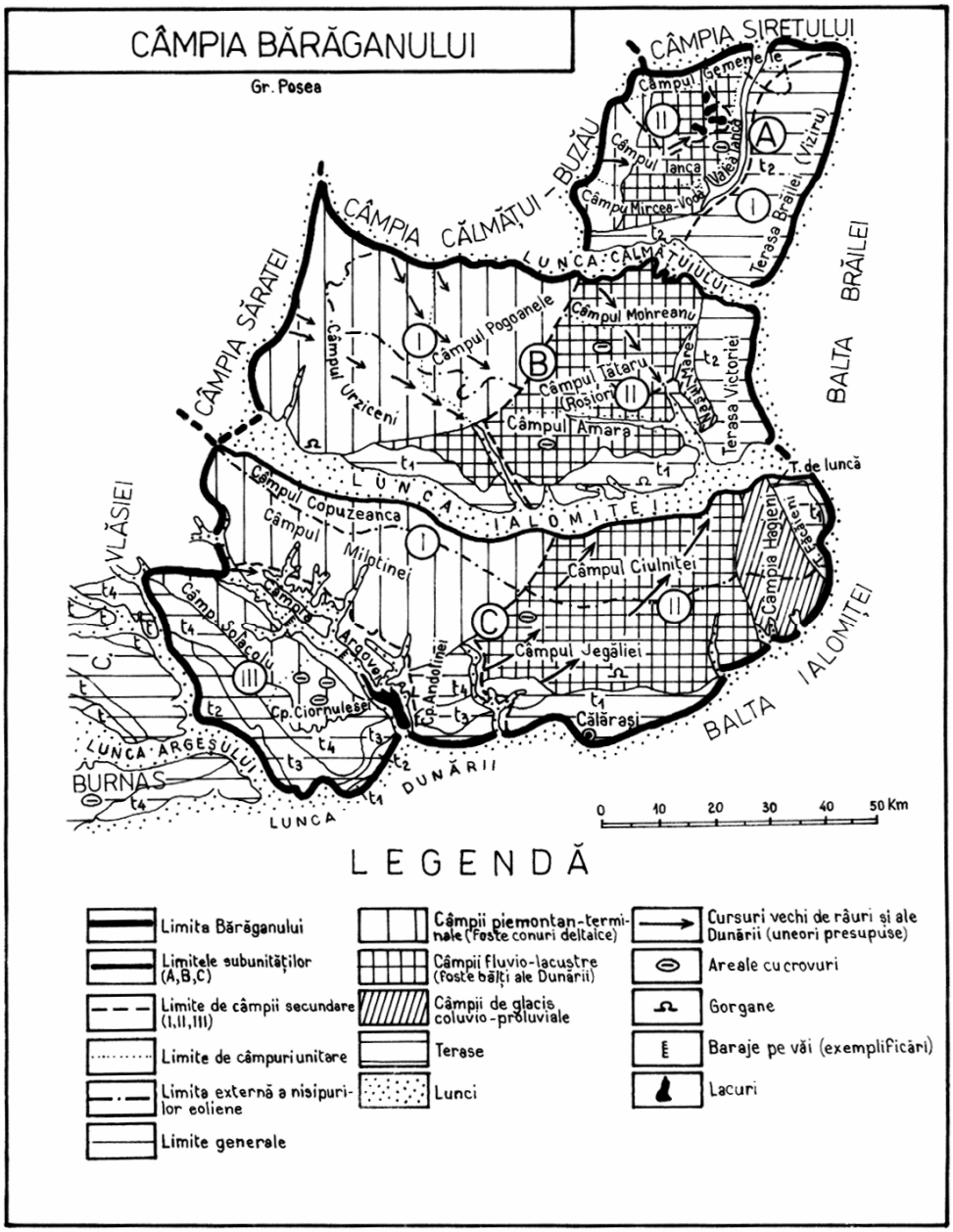


Fig. 23 – **Câmpia Bărăganului** – tipuri de reliefuri genetice, cu sublinierea câmpiilor piemontane terminale (Câmpiile Mostiștei – Lehliului, Câmpia Padinei, Câmpia Iancăi) și a unităților și subunităților de relief. 1. Limita Bărăganului; 2. Limită de subregiuni (A, B, C); 3. Limită de câmpii secundare (I, II, III); 4. Limită de câmpuri unitare; 5. Limita externă a nisipurilor eoliene; 6. Limite generale; 7. Câmpii piemontane terminale (foste conuri deltaice); 8. Câmpii fluvio-lacustre (foste bălți ale Dunării); 9. Câmpii de glacis – piemontan coluvio-proluvial; 10. Terase; 11. Lunci; 12. Cursuri vechi de râuri și ale Dunării (unele presupuse); 13. Areale cu crovuri; 14. Gorgane; 15. Baraje pe văi (exemplificări); 16. Lacuri

Câmpiile de subsidență suportă şi în prezent mişcări de lăsare: Câmpia Titu, Câmpia Puchenilor (Gherghiței), Câmpia Săratei, Câmpia Buzău-Călmățui şi Câmpia Siretului inferior.

Câmpiile de tip bălți dunărene vechi (tabulare) provin din foste bălți dunărene extinse pe diagonala Bărăganului de Sud şi Central, formate în timpul teraselor 4-2 ale Dunării, la vest de câmpurile Hagieni-Nasul Mare. Includ: Câmpia Mărculeştiului, Câmpia Strachinei (cea mai mare parte) şi Câmpia Viziru (Terasa Dunării).

Câmpiile de tip baltă actuală: Balta Ialomiței, Balta Brăilei şi Balta Isaccei; ele nu se încadrează strict Câmpiei Române, ci regiunii Lunca Dunării.

Toate subtipurile amintite ale Câmpiei Române se pot reuni, oarecum forțat, în două tipuri subregionale: *Câmpia Getică* (mai adânc fragmentată şi cu dominantă genetică piemontan-vechi şi de terase) şi *Câmpia Limanelor* sau Estică (mai puțin fragmentată, cu limane fluviatile şi cu dominantă genetică de glacisuri, subsidență, piemontan-terminale şi de bălți vechi).

Subtipurile majore ale Câmpiei de Vest a României

În această câmpie domină câmpiile joase de subsidență, motiv pentru care se face, aproape totdeauna, o subîmpărțire morfometrică în *câmpii joase* şi *câmpii înalte*. Ultima categorie are însă geneze mult mai variate, fiind conturate în total şase subtipuri (Gr. Posea, 1997, p. 34).

Câmpiile de glacis se întâlnesc sub rama deluroasă: între râul Someş şi pârâul Pir se găsesc glacisurile Ardudului şi al Tăşnadului, înguste şi *neterasate* (foarte puțin seamănă cu glacisul Istriței); pe stânga râului Barcău (Glacisul Barcăului) se extinde alt glacis, nivelat în locul teraselor prin deplasarea continuă a râului spre dreapta; între Crişul Repede şi Teuz sunt glacisuri *terasate* în patru trepte (echivalente cu terasele 4-2 şi cu terasa de luncă), fiind vorba de câmpiile Miersigului şi cea a Cermeiului; pe rama bănățeană sunt cele mai vechi câmpii de glacis (*glacisuri-piemontane*) echivalente cu suprafața din care au provenit Dealurile Vestice (Câmpiile Buziaşului şi Bârzavei).

Câmpiile piemontane terasate se dezvoltă bine în Câmpia Vingăi (formată de Mureş) şi în Câmpia Cigherului (Piemontul Târnovei), unde se îmbină şi cu terase şi cu glacisuri. În ansamblul său însă, la Mureş, există o câmpie *piemontană complexă* care include şi unitățile mureşene enumerate mai jos.

Câmpiile piemontan terminale apar sub forma unor întinse câmpuri tabulare acoperite cu loess şi sunt de două subtipuri: câmpuri piemontane care corespund fiecare câte unui *con-nivel de terasă* al Mureşului (Câmpia Nădlacului, Câmpia Jimboliei şi Câmpia Aradului) şi un mare con al Tisei şi Someşului – Câmpia Careiului, care în sud are şi mult nisip eolian (Câmpia Valea lui Mihai).

Câmpiile de terase nu sunt tipice ca în Câmpia Română, dar apar pe fâşii mici în rama golfurilor de câmpie care pătrund spre munte, de unde trec în glacisuri; mai există şi în Câmpia Bocsigului (pe stânga Crişului Alb), Câmpia Lucareților, pe dreapta Begăi (sub Podişul Lipovei), pe stânga Timişului (Câmpia Honoriciului) şi pe dreapta, Câmpia Țipariului.

Câmpia de podiş peneplenat a Buduslăului (nord de Barcău) formează un subtip mai specific, detaşat din Podişul Silvaniei.

Câmpiile de subsidență reprezintă ceea ce se cheamă câmpii joase, de divagare. Sunt foarte netede şi nefragmentate. Se încadrează aici, marile câmpii ale Someşului, Crişurilor, Timişului şi Arancăi. Cu toată uniformitatea lor, se pot separa totuşi, uneori, trei subtipuri: câmpii *de subsidență propriu-zise* situate la nivelul luncilor şi sub acest nivel (Câmpia Ecedea, Câmpia Salontei, Câmpia Timişului inferior, Câmpia Arancăi); *câmpii cu caracteristici de luncă*, dar fără a exclude o anume subsidență (câmpiile:

Crişului Alb, Teuzului, a Crişului Negru, Câmpia Lugojului – între râurile Timiş şi Bega – şi Câmpia Ierului); *câmpii-conuri*, la nivelul terasei 1, se întâlnesc pe dreapta Someşului (Câmpia Livadei), pe stânga Crasnei (Câmpia Cigului, în cadrul Câmpiei Ierului).

Delta Dunării

Este o *câmpie fluvio-deltaică*, cu două subtipuri: *fluviatilă şi fluvio-maritimă*. În cadrul primeia se deosebesc: suprafeţe lacustre (depresiuni lacustre, situate între grinduri), suprafeţe de tip grinduri fluviatile (Stipoc şi toate grindurile care însoţesc braţele fluviatile) şi „grinduri" continentale (Chilia, un mic teritoriu rupt din Bugeac). În delta maritimă dominante sunt grindurile maritime (Letea, Caraorman, Sărăturile), delta Chiliei şi depresiunile lacustre (dominant între Sulina şi Sf. Gheorghe).

Câmpia litorală

Este o fâşie îngustă de tip plaje, care însă încadrează şi arealul lagunar Razelm-Sinoie, precum şi grindurile care le închid (Buhaz, Crasnicol, Chituc şi Lupilor).

Platforma de abraziune

Reprezintă rezultatul înaintărilor şi retragerilor Mării Negre în timpul pliocenului şi mai ales al cuaternarului, între – 130 şi + 5 m. Coboară lin către est cu o pantă de 2-10‰. Are o adâncime maximă de 130 m, rar atinge 180-200 m. Lăţimea sa este de circa 170 km în nord şi 130 km în sud. În timpul glaciaţiunilor, mai ales în würm, a funcţionat ca o vastă câmpie cu mediu de tundră pe care curgeau Dunărea (Sf. Gheorghe), Casimcea, Mangalia ş.a. Se subdivide în trei fâşii paralele cu ţărmul: fâşia marginală (între 0-40-50 m adâncime) unde se răspândesc aluviunile venite de pe continent; fâşia mediană (-50 la – 70 m) cu sedimente mai fine şi mai uniformă ca suprafaţă (dar se deduc unele conuri de dejecţie formate de vechi râuri dobrogene – Techirghiol, Mangalia, Casimcea); fâşia internă (-70 la –130 m) cu ondulări şi denivelări paralele cu ţărmul (foste linii de ţărm), iar în prelungirea braţului Sf. Gheorghe apare un mare con dunărean.

Bibliografie

Popescu N. (1973), *Depresiunile din România*, Realizări în geografia României, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Posea Gr. (1981), *Types de montagnes en Roumanie*, „Rev. roum. G.G.G.", *Geographie*, tome 25, nr. 1.

Posea Gr. (1987), *Tipuri ale reliefului major în Câmpia Română – importanţă practică*, „Terra", 3.

Posea Gr. (1997), *Relieful şi evoluţia paleogeografică a Câmpiei Române*, Ghidul excursiilor celei de-a XV-a Conferinţe naţionale pentru ştiinţa solului. „Publicaţiile Societăţii naţionale române pentru ştiinţa solului", nr. 2 a, Bucureşti, 26-30 august 1997.

Posea Gr., Badea L. (1980), *Harta geomorfologică a R.S. România*, scara 1:400 000, Editura Didactică şi Pedagogică.

Posea Gr., Valeria Velcea (1967), *Clasificarea depresiunilor*, „Natura", 3.

Savu Al. (1972), *Pasurile şi trecătorile în peisajul carpatic şi în viaţa poporului român*, „Terra", 4.

Capitolul VI

EVOLUȚIA MORFOTECTONICĂ
– epoci (ere) morfotectonice, etape (perioade), faze –

Scheletul principal al reliefului României a fost determinat de îndelungatele procese care au avut loc sub scoarța terestră şi în interiorul acesteia, cuprinse sub denumirea de agenți interni. Acțiunea acestora în formarea reliefului se eşalonează într-o *scară morfotectonică* derivată din scara geologică, divizată în: faze, etape şi epoci morfotectonice[1]. Ulterior, noi am adus unele modificări în denumirea acestor trepte taxonomice înlocuind epoca cu *eră* (geomorfologică), după care urmează *perioada*, *etapa, faza* şi *subfaza* (prescurtat, EPEFS) (fig. 1).

Faza morfotectonică a fost definită ca fiind intervalul de timp în care agenții interni realizează – prin cutare, înălțare, scufundare sau vulcanism – una dintre trăsăturile structurale esențiale care definesc azi una sau mai multe unități morfostructurale.

Etapa (perioada) morfotectonică reuneşte mai multe faze, dar este vorba de acelea care, împreună, au contribuit la conturarea de unități morfotectonice, existente azi, prin însumarea unor efecte comune cum ar fi mişcări de cutare, faze de ridicare în bloc etc. O *epocă* morfotectonică (sau eră) însumează toate fazele şi etapele care au conturat, pe de o parte unitățile actuale de orogen, iar pe de alta pe cele de platformă.

Pe teritoriul României au fost separete două epoci (ere), una precarpatică sau *era platformelor*, sau prealpină (timp în care s-au definitivat structural toate unitățile de platformă) şi alta carpatică, (ce structurează şi finisează unitățile de orogen) şi şase etape (perioade) morfotectonice majore[2]. Era carpatică este cea a lanțurilor muntoase, a formării de horsturi şi grabene, a bazinelor postectonice, a formării tuturor etajelor Domeniului Carpato-danubiano-pontic, de la câmpii la munți. Pe plan global este era formării Atlanticului. Între cele două mari ere morfotectonice se află şi una scurtă de tranziție (etapa kimmerică).

A. **Era (epoca) morfotectonică precarpatică**

Înglobează toate evenimentele tectonice mai vechi decât orogeneza carpatică, dar cu precădere se manifestă în relieful de azi prin rigidizarea scoarței terestre de sub unitățile de *platformă*. În mare, epoca se încheia acum cca 220 milioane de ani, cuprinzând şi orogeneza hercinică. *Evenimentele tectonice* mai importante, care se impun, direct sau indirect, şi reliefului de azi, au fost următoarele:

- se metamorfozează întregul *soclu cristalin* existent azi pe pământul românesc şi, totodată, se pun în loc importante *mase magmatice*, cum ar fi granitele;
- după îndelungate procese de orogeneză şi de eroziune, care au mers până la nivelarea reliefului, *se consolidează fundamentul unităților de platformă* de la exteriorul Carpaților: Platforma Moldovenească, Platforma Moesică şi Platforma Dobrogeană;

[1] Gr. Posea şi colab. (1974), *Etapele morfogenetice ale Carpaților*, Lucrările simpozionului de geografie fizică a Carpaților, Bucureşti.

[2] *Idem* (1974).

- spre sfârşitul acestei epoci *se schiţează cadrul general tectonic* în care se vor instala geosinclinalele carpatice.

Consolidarea acestor socluri de platformă s-a făcut succesiv în timp şi, în funcţie de aceasta, se pot deosebi trei etape:

a) *Etapa precambriană* individualizează, ca uscat, şi consolidează ca *platformă*, fundamentul Podişului Moldovei, al Câmpiei Române (partea sudică) şi al Dobrogei de Sud. Ea reprezintă, pentru aceste unităţi, şi începutul evoluţiei lor geomorfologice. Acestea vor suferi, în continuare, numai uşoare mişcări pe verticală sau fracturări, mai ales marginale, legate de evoluţia geosinclinalului hercinic şi apoi de a celui carpatic. În perioadele cu mişcări de coborâre, peste aceste socluri vor fi depuse sedimente marine, iar în cele de ridicare ele vor deveni câmpii sau chiar podişuri.

b) *Etapa caledonică* se plasează, ca timp, în paleozoicul inferior; acum are loc orogeneza caledonică, cu formarea, se pare, a şisturilor verzi din Dobrogea centrală şi nordică, şisturi care se prelungeau şi în estul Carpaţilor Orientali; spre sfârşitul etapei se consolidează, sub formă de craton rigid, Dobrogea Centrală. După mulţi geologi, orogeneza din Dobrogea Centrală ar fi baikaliană.

c) *Etapa hercinică* se suprapune în timp peste paleozoicul superior şi se caracterizează prin formarea unui lanţ muntos, care se extindea din nordul Dobrogei peste toată zona carpatică de azi, peste Transilvania etc. Către sfârşitul etapei, eroziunea conduce la peneplenizarea munţilor, iar soclul lor devine rigid, ulterior fiind fracturat în blocuri. Multe dintre aceste blocuri au fost încorporate mai târziu geosinclinalelor carpatice, iar „rigiditatea" lor va impune aspecte de horsturi şi grabene, ca de exemplu cele din Munţii Apuseni, ai Banatului sau chiar în Meridionali şi Rodna.

B. **Era (epoca) morfotectonică carpatică**

Cu această epocă se formează cea de a doua mare categorie structurală (şi de relief), anume, aceea de *orogen*. Acum se plămădeşte structura geologică a Carpaţilor şi chiar a unităţilor din jur, iar în ultima parte *începe evoluţia reliefului de tip montan,* ca şi evoluţia morfologică specifică azi teritoriilor precarpatice.

Se compune din trei etape: una de *tranziţie* (de la hercinic la carpatic), o alta în care domină mai ales mişcările de *cutare* şi ultima, în care se manifestă predominant mişcările de *înălţare*.

a) *Etapa kimmerică* se caracterizează prin mişcări ce fragmentează vechea unitate hercinică, pregătind totodată spaţiile coborâte şi apoi lărgite în care se vor depune sedimentele geosinclinalelor carpatice. Dintre efectele care se păstrează şi azi, relativ puţin modificate, amintim formarea faliei Peceneaga-Camena (din sudul Dobrogei de Nord, erupţiile de diabaze din Podişul Niculiţel şi erupţiile din Munţii Mureşului). De subliniat că tot acum, o parte din cristalinul hercinic s-a ridicat sub forma unor masive, ca de exemplu cel Transilvan şi cel Panonic, care vor rămâne mult timp sub această formă.

b) *Etapa carpatică veche* este cea care însumează cele trei faze principale ale orogenezei carpatice, când au loc cutările cele mai importante, precum şi puternice veniri de lave. Este vorba de fazele: austrică (în apţian-albian), laramică (senonian superior-paleocen) şi savică (oligocen superior-acvitanian).

- În *faza austrică*, Carpaţii aveau formă de geosinclinale, cu sedimente groase, care încep să se cuteze puternic. De la Gh. Munteanu-Murgoci (1905) s-a admis că acum se formează o serie de pânze de şariaj (pânza Getică din Meridionali, pânza de Codru din Apuseni, pânza Munţilor Metaliferi).
- În *faza laramică* se cutează cu precădere formaţiunile de fliş[3] cretacic din Orientali şi Curbură, precum şi din Apuseni şi Banat unde, în plus, apar noi falii pe care

[3] Fliş (curgere; termen elveţian dialectal) este o formaţiune geologică tipică de geosinclinal sedimentată ritmic, pe seama cordilierelor în ridicare, alcătuită dintr-o alternanţă de argile, marne, calcare, gresii, conglomerate; se formează în fose de expansiune şi de subducţie înaintea şi în timpul principalelor mişcări de cutare.

se vor înălța ulterior și sacadat horsturile de azi și se vor scufunda masivele Transilvan și Panonic. Masivul cristalin Meridional se înalță ușor. Tot arealul carpatic începe să treacă în faza de orogen; în aceste noi condiții se dezlănțuie și o îndelungată fază de eroziune care va duce la formarea *Pediplenei Carpatice*.

- *Cutările savice* se fac simțite mai întâi pe fondul unor scufundări generale cu precădere în geosinclinalul flișului paleogen, iar apoi prin mișcări de înălțare; se cutează flișul peleogen, care este lipit Carpaților, lăsând în exterior doi pinteni (Văleni și Homorâciu).

c) *Etapa neocarpatică* se caracterizează, dominant, prin mișcări de înălțare; geosinclinalul trece efectiv în orogen. Au loc, la început, înălțări dar și unele scufundări, care conturează viitoarele depresiuni intracarpatice precum și avanfosa carpatică (în care se vor plămădi Subcarpații); se produc și scufundări ale unor părți din platformele marginale peste care se vor depune sedimente; în a doua parte a etapei se cutează Subcarpații; apar și erupții în lanțul vulcanic și în Apuseni; se remarcă apoi o înălțare generală care afectează și regiunile din jurul Carpaților, exodând aproape tot teritoriul pericarpatic și conturând Domeniul geomorfologic Carpato-danubiano-pontic; subsidențele se restrâng la câteva porțiuni. Evenimentele tectonice ale etapei pot fi grupate pe *trei faze*: stirică (helvețian superior-badenian), attică (sfârșitul sarmațianului) și rhodono-valahă (pliocen-cuaternar).

- Mișcările *stirice* conduc la o *inversiune a reliefului față de situația anterioară*: Masivul hercinic Transilvan, ca și cel Panonic încep să se scufunde în paralel cu ridicările cercului carpatic românesc; se scufundă și actuala zonă a Subcarpaților, sub formă de avanfosă, în ea sedimentându-se molasă.

Spre sfârșitul fazei stirice se cutează stratele unei părți din Subcarpați (Subcarpații Moldovei și partea internă a celor de Curbură până la Slănicul de Buzău). Totodată, Carpații sunt înălțați și erodați sub forma unor suprafețe marginale (*suprafețele medii carpatice*); apar și *primele erupții neogene*. În interiorul Carpaților se conturează, prin scufundări, următoarele *depresiuni* tectonice: Zlatna, Brad, Rusca Montană, Caransebeș-Mehadia, Bozovici, Liubcova-Orșova-Bahna-Baia de Aramă, Culoarul Mureșului, Beiuș, Oradea-Vad.

- *Mișcările attice* continuă pe cele anterioare, ridicând Carpații până la *altitudini aproape de cele montane,* iar alte zone își accentuează scufundarea și sedimentarea, conturându-se mai bine bazinul Transilvaniei și golfurile din vestul Apusenilor. Fondul general însă se schimbă, în sensul că vechea mare Tethys, în preajma căreia s-au format și geosinclinalele carpatice, se restrânge tot mai mult, își întrerupe legătura cu Oceanul Planetar și, în zonele noastre, rămâne o mare închisă, puțin adâncă și salmastră (*Marea Sarmatică*). Se cutează și Subcarpații interni dintre Slănic și Dâmbovița și se intensifică erupțiile neogene.
- *Faza rhodano-valahă* este cea mai importantă pentru relieful de azi; ea *înalță Carpații* cu 500-1000 m și îi transformă în munți; totodată înalță treptat și unitățile din jur, pe care le transformă în *podișuri*, *câmpii* și *depresiuni uscate*. Într-o oarecare ordine amintim: iviri de puternice mase vulcanice în vestul Orientalilor și în Apuseni, marea Sarmatică se împarte în *trei mari lacuri* (Transilvan, Panonic, Getic), se cutează restul Subcarpaților, apar *domurile* și *cutele diapire* din Transilvania; se ridică mult Carpații impunând *piemonturi* în S și SE-ul lor; se ridică diferențiat întregul teritoriu carpato-ponto-danubian; se formează *Dunărea* și rețeaua hidrografică se extinde peste tot acest domeniu.
- *Faza pasadenă* se manifestă prin noi înălțări în Carpați, Subcarpați și podișuri și se plasează cu aproximație între glaciațiunile riss și würm. În würm Carpații depășesc limita zăpezilor veșnice.

Capitolul VII

ETAPELE (FAZELE) DE NIVELARE PRIN EROZIUNE A RELIEFULUI

(*Acțiunea eroziunii pe fondul mişcărilor periodice de înălțare. Reliefuri precuaternare*)

A. **Caractere generale**

Concomitent cu mişcările tectonice de ridicare sau de coborâre, acționează şi eroziunea şi/sau acumularea. Ritmul acestora este dictat de climă (inclusiv de vegetație) şi de amplitudinile mişcărilor tectonice. Ambele conduc la apariția unor salturi calitative în evoluția reliefului (vezi scara morfocronologică – fig. 1). Timpul dintre două asemenea salturi reprezintă o *etapă morfocronologică* şi se caracterizează prin dominarea anumitor procese modelatoare; cele mai active dintre aceste procese au tendința ca, în final, să niveleze, sub forme variate însă, relieful înalt sau o parte din el. Când îl nivelează total apare o *pediplenă* sau o *peneplenă*, în interiorul căreia se mai mențin martori de eroziune. Dacă nivelarea este parțială – numai pe marginile unor masive sau dealuri, ori pe poala acestora – este vorba de *suprafețe şi nivele de eroziune*; când aceste nivelări se reduc la fâşii situate la piciorul muntelui şi/sau pe văi, avem de-a face cu *glacisuri* şi/sau *pedimente.*

La periferia regiunilor afectate de ridicări puternice şi cuprinse de o eroziune acerbă, acumulările venite din munte sunt depuse sub formă de conuri şi poale prelungi, formând *piemonturi*, câmpii piemontane sau *câmpii aluviale*.

Sintetizând şi generalizând la maximum aceste procese, se poate construi următorul model sau lanț evolutiv: tectonica înalță o regiune, iar eroziunea atacă puternic prin intermediul văilor şi prin procese de versant; pornind de la poala versanților şi de la talvegul văilor, eroziunea , care atacă versanții, creează suprafețe netede, uşor înclinate, de tipul glacisurilor şi pedimentelor; dacă înălțarea se opreşte, acestea se extind în detrimentul zonelor înalte şi realizează suprafețe de nivelare ; în condițiile unei stabilități extrem de îndelungate se poate ajunge la pediplene; când intervin noi ridicări, glacisurile sau suprafețele, sau pediplenele sunt înălțate şi procesul de nivelare reîncepe de la periferia abruptului şi de la fundul noilor văi; apar astfel – în munte, dealuri şi podişuri – trepte de nivelare care marchează, fiecare, o etapă principală evolutivă.

Istoria reliefului României începe cu unitățile care au fundament rigid de platformă (Podişul Moldovei, Câmpia Română şi Dobrogea) şi înglobează apoi, treptat, *spațiul orogenului carpatic*, care, pe parcurs, *va prelua şi va coordona şi evoluția teritoriilor din jur.* Unitățile cu fundament de platformă au ca specific, în istoria dezvoltării lor, faptul că fundamentul cristalin le este nivelat de câte o pediplenă generalizată (*pediplenele de soclu*), vechi ca vârstă, peste care s-au succedat apoi depuneri periodice de strate sedimentare, despărțite prin etape de eroziune subaeriană, până la relieful de azi.

Cât priveşte *relieful orogenului carpatic*, istoria sa morfogenetică începe cu „Pediplena Carpatică", ce s-a format imediat după cutările austrice şi laramice. Specifice acestei evoluții sunt următoarele aspecte: ridicarea sacadată a ramurilor sau masivelor muntoase, cu nivelarea unor trepte situate sub resturile pediplenei în înălțare; extinderea acestor trepte de eroziune sau formarea altora mai noi şi peste unitățile deluroase sau de podiş apărute ulterior; scufundarea unor porțiuni din vechea pediplenă cu formarea de

depresiuni sau culoare lacustre care, cu timpul, au fost prinse şi ele în ridicare, devenind depresiuni de uscat; depunerea periodică a unor piemonturi la marginea unităţilor montane înălţate puternic în diferite etape; acoperirea cu sedimente carpatice a unor unităţi de platformă din jur şi subordonarea lor evoluţiei carpatice; *înălţarea generală* a acestui întreg ansamblu de unităţi de orogen şi platformă, cu formarea unei reţele hidrografice unitar-radiale şi instalarea unor procese geomorfologice orânduite etajat şi relativ concentric, care se eşalonează de la abraziunea marină la cea glaciară (în cuaternarul mediu).

Evoluţia reliefului rezultat prin eroziune poate fi şi ea ordonată în ere (epoci), etape, faze şi subfaze (vezi scara morfocronologică – fig. 1). În principal, *două sunt erele (epocile) mari*: prima, în care au fost nivelate toate soclurile de vârstă prehercinică, urmată de nivelarea unităţilor hercinice, care au caracter intermediar între platformă şi orogen – craton – şi, a doua, era (epoca) morfosculpturală carpatică.

Era (epoca) *precarpatică* a supus eroziunii toate lanţurile muntoase mai vechi decât cel hercinic, iar în tranziţie şi pe cel hercinic, aducându-le în stadiul de pediplenă. Pe suprafaţa acestor socluri, au fost evidenţiate, mai ales prin foraje, trei suprafeţe de tipul pediplenelor. Fiecare dintre ele s-a format în câte o etapă (perioadă) morfogenetică:

- prima a fost denumită *etapa pediplenei cambriene*, iar timpul în care s-a realizat a durat aproximativ 80 milioane ani. Se găseşte pe soclurile din fundamentul Podişului Moldovenesc şi pe cel din Câmpia Română; poate şi în Dobrogea de Sud.

- a doua, *etapa suprafeţei post-caledonice*, sau „peneplena şisturilor verzi", se extinde peste Dobrogea Centrală şi Sudică;

- a treia este etapa *morfosculpturală posthercinică*; acum s-a erodat şi s-a nivelat, cu precădere, lanţul muntos hercinic care se extindea peste Dobrogea nordică şi peste arealele Carpatice. Din aceste nivelări n-au mai rămas urme care să fie moştenite efectiv în relieful actual decât în Dobrogea nordică. Sub aspect climatic, eroziunea se derulează mai întâi în timpul carboniferului, care a fost cald şi umed; climatul devine apoi semi-deşertic (similar celui actual din Kalahari) în permian şi triasic, iar în ultima parte capătă aspect tropical (jurasic-cretacic). Cronologic, în această etapă (inclusiv tranziţia kimmerică) se deosebesc trei subetape:

- *pediplena posthercinică*, de la care s-au păstrat urme numai în regiunile Măcin, Babadag şi Tulcea;
- *reliefurile precretacice* (au forme ondulate, mai puţin nivelate), care modelează acele zone hercinice peneplenizate anterior, dar care au fost afectate apoi de mişcările kimmerice vechi (masivele: Gilău, Panonic, Transilvan, Rodna-Preluca-Meseş şi unele părţi din Meridionali), precum şi de cele kimmerice noi (masivele Bihor şi Pădurea Craiului, unde concomitent s-a format bauxită, pe calcare, de unde şi numele de „suprafeţele bauxitelor"); aceste două suprafeţe au fost apoi fosilizate de jurasic (prima) şi de cretacic (a doua);
- *reliefurile prealbiene*[1] modelează o bună parte din uscaturile carpatice exondate şi ridicate în urma mişcărilor austrice din cretacicul inferior. Eroziunea începe printr-o fragmentare a unităţilor cristalino-mezozice, la baza cărora se depun conglomerate (exemplu, conglomeratele de Bucegi), care au îmbrăcat aspect de piemont.

Era (epoca) morfosculpturală carpatică se extinde aproximativ de la sfârşitul cretacicului, adică din momentul când a fost nivelată cea mai netă, dar azi şi cea mai înaltă suprafaţă din Carpaţi (Pediplena Carpatică), şi include toate evenimentele care au înălţat şi erodat acest lanţ muntos şi unităţile din jur, până au devenit ceea ce sunt în

[1] Albianul este o subdiviziune a cretacicului.

prezent. „Relieful de azi al României reprezintă de fapt rezultanta morfogenetică a interacțiunii dintre tectonica şi modelarea subaeriană a epocii respective”[2].

În era amintită pot fi urmărite *trei mari direcții de dezvoltare a reliefului*: a) în prima parte (sfârşitul cretacicului-oligocen), eroziunea nivelatoare domină asupra tectonicii, realizându-se, peste blocurile cristalino-mezozoice, ca şi peste sedimentarul platformelor din jur, o întinsă pediplenă (Pediplena Carpatică); b) din oligocen până în sarmațian au loc mişcări pe verticală cu sensuri inverse: se înalță şi se conturează diferențiat ramurile carpatice, pe care eroziunea sculptează trepte de nivelare, iar masivul Transilvan, masivul Panonic, depresiunile intramontane şi unitățile periferice de platformă se scufundă, intrând, de obicei, sub apele mării; c) începând cu sarmațianul are loc o înălțare generală (cu intensificări şi stagnări) care se extinde treptat din Carpați (ajunşi numai acum în stadiul de munte) către toate unitățile periferice; eroziunea nivelatoare domină acum periferia Carpaților; ea se extinde apoi peste ceea ce ulterior au devenit dealuri şi podişuri; în interiorul muntelui eroziunea se reduce la crearea unor văi largi (înălțate şi ele ulterior şi rămase sub formă de umeri); vechile trepte deja ridicate sunt fragmentate şi peste ele s-au dezvoltat tot mai mult reliefuri cu caracter petrografic şi structural; în prima parte a cuaternarului au fost construite largi piemonturi, pe fondul unui climat secetos şi cald dar cu două anotimpuri; mai apoi eroziunea sacadată a râurilor a format terase; în timpul răcirii climatului, în munții înalți s-au instalat uneori ghețari, iar mai jos s-a dezvoltat un variat relief periglaciar.

Aceasta este de fapt gama reliefului actual, care poate fi subdivizată în *cinci etape*, în general din ce în ce mai scurte ca timp: cea a *pediplenei carpatice, a suprafețelor axate pe culmile medii carpatice, a suprafețelor carpatice de bordură, a nivelelor carpatice de vale* (inclusiv a piemonturilor şi a suprafețelor colinare) şi etapa *teraselor* şi a *reliefului glaciar*. Pentru o prezentare mai didactică, a acestui relief variat, specific epocii carpatice, îl vom sistematiza, în principal, pe *tipuri genetice de relief* (suprafețe de eroziune, piemonturi etc.) şi nu pe etape.

B. **Suprafețele de nivelare din Carpați, dealuri şi podişuri**[3]

Dacă urcăm Apusenii sau masivele Retezatului, atenția ne este atrasă de o serie de umeri ce se aliniază în lungul văilor pe două nivele, iar când atingem interfluviile observăm, nu fără mirare, culmi surprinzător de netede. Expresia că „poți merge cu automobilul” la 2000 m pe Masivul Borăscu, sau pe platoul Cârligatele la 1600 m, din Vlădeasa, nu este o exagerare.

Cel ce urcă prima dată aici rămâne contrariat de pantele abrupte, prăpăstioase adesea, de pe versanții văilor înguste, în contrast cu acele culmi netede care se deschid brusc când ajungi pe cumpănă şi unde te-ai aştepta la un relief şi mai accidentat.

Treptele de pe culmile carpatice îmbracă trei aspecte principale, ceea ce a făcut pe primii cercetători (Emm. De Martonne, 1905) să le socotească a fi trei suprafețe de nivelare. În realitate sunt *patru complexe*, fiecare cu câte două-trei suprafețe sau nivele. Primul aspect este cel al unor *platouri mici*, sau culmi alungite şi netede, din care răsar uneori vârfuri ceva mai înalte sau „martori de eroziune”; acestea ocupă cumpenele centrale ale masivelor montane şi sunt mai mult sau mai puțin orizontale. Este complexul Pediplenei Carpatice, cu trei trepte. Al doilea aspect îl constituie *culmile uşor înclinate*, care se desprind de sub cele principale, se dispun radial pe masiv sau numai spre cei doi versanți principali când e vorba de un munte cu format de culme alungită, cum este, de exemplu, Făgăraşul. Acestea sunt Culmile Medii Carpatice, cu două trepte şi cele mai extinse ca suprafață. Al treilea aspect se întâlneşte pe bordura transilvană a muntelui, ca o

[2] Gr. Posea şi colab., *Relieful României*, Editura Ştiințifică, 1984, p. 57.

[3] Amănunte vezi Gr. Posea, *Suprafețele şi nivelele de eroziune*, p. 11-30, „Revista de Geomorfologie”, nr. I, Bucureşti 1977.

fâşie orizontală dar foarte redusă ca lăţime. Pe latura externă apar adesea două-trei trepte care retează marginea muntelui. Este complexul Suprafeţelor de Bordură. Acesta pătrunde însă adânc şi în interiorul muntelui, sub forma unor umeri largi, situaţi sub culmile medii anterioare. Mai jos de aceste trei complexe şi fără a afecta interfluviile propriu-zise, ci numai versanţii, se găsesc şi *două nivele de umeri de vale*. Părţile cele mai înguste ale văilor carpatice, care au formă de V ascuţit sau de defileu, se află sub aceşti umeri.

Deşi ocupă areale reduse, în raport cu versanţii din munte, din dealuri şi din majoritatea podişurilor, suprafeţele şi nivelele de eroziune sunt deosebit de importante pentru *stabilirea etapelor şi fazelor de evoluţie ale unităţilor de relief* din care fac parte. Treptele care constituie complexele respective s-au născut în etape succesive, după fiecare fază de înălţare a Carpaţilor eroziunea modelând câte una din ele începând totdeauna de la marginea abruptului spre interior; treapta era mai extinsă sau mai restrânsă, după cum pauza dintre înălţări era mai mare sau mai mică şi după cum condiţiile climatice accelerau sau frânau eroziunea. De asemenea, trebuie remarcat că o suprafaţă nouă se dezvoltă adesea în detrimentul celei vechi, putând-o înlătura pe mari areale sau lăsând-o să dăinuiască destul de bine la altitudinea la care a fost înălţată. Au existat şi cazuri când porţiuni dintr-o suprafaţă nivelată erau afectate de mişcări de coborâre şi atunci ea putea fi fosilizată prin depunerea unor sedimente.

Câteva caractere generale (în special pentru Carpaţi)

1. Pe teritoriul României există suprafeţe şi nivele de eroziune *în toate unităţile de relief, dar în poziţii diferite*. În Carpaţi şi dealuri (Subcarpaţii şi Dealurile de Vest) acestea apar la zi sub formă de trepte – ca umeri pe văi sau pe marginile depresiunilor şi ca trepte pe interfluvii, uneori diferenţiate pe generaţii de culmi. În podişuri există în plus şi suprafeţe fosilizate ca şi în câmpii. Cele fosilizate sunt în general mai vechi decât suprafeţele din Carpaţi, dar există şi suprafeţe fosilizate echivalente aproximativ cu cele din Carpaţi.

2. Suprafeţele *la zi* au fost studiate pe larg de către geografi, iar cele *fosilizate* au fost depistate mai ales prin foraje (exemplu în Câmpia Română, Podişul Moldovei etc.).

3. *Numărul* nivelelor şi complexelor de nivele oscilează adesea de la un masiv la altul, de la un podiş la altul etc. În Carpaţi au fost depistate până la 9-10 nivele, grupate pe patru complexe. În dealuri şi podişuri au fost citate mai des două-trei nivele la zi, iar dintre cele fosilizate au fost evidenţiate, inclusiv în câmpii, până la cinci-şase: pediplena soclurilor de platformă, pediplena şisturilor verzi (azi exhumată), pediplena posthercinică (apare la zi în Dobrogea de Nord), pediplena carpatică, suprafeţele medii carpatice şi suprafeţele carpatice de bordură. Cât priveşte nivelele carpatice de vale, ele corespund în exterior, obişnuit, cu piemonturile villafranchiene.

4. Ca denumiri, au fost folosiţi termeni locali (Borăscu, Râu Şes, Gornovița – în Meridionali, sau Fărcaşa, Măguri-Mărişel şi Feneş – în Apuseni etc.). Gr. Posea şi colaboratorii (1974) au unificat aceste denumiri pentru toţi Carpaţii astfel: Pediplena Carpatică, Suprafeţele medii carpatice, Suprafeţele de bordură şi Nivelele carpatice de vale. Şi mai recent (Gr. Posea, 1997), *complexele de nivelare din Carpaţi* au fost prescurtate cu S I, S II, S III, S IV, iar nivelele sau secvenţele componente astfel: S I_1, S I_2, S I_3 … S IV_1, S IV_2.

5. *Durata* perioadelor de eroziune (şi vârsta) care au condus la nivelări au fost de circa: 30 mil. ani pentru S I_1 (danian-eocen), 2-12 mil. ani pentru S I_2 (oligocen) şi 13-23 mil. ani pentru S I_3 (prebadenian); S II_1= 13-23 mil. ani (egală cu S I_3 şi concomitentă ca timp, dar pe areale diferite), S II_2= 2 - 4 mil. ani (sarmaţian-meoţian); S III_{1-3} = 4 mil. ani (ponţian) şi S IV_{1-2} = 2 mil. ani (villafranchian).

6. Procentul *extinderii actuale*: SI = circa 2% (şi aproape numai pe cristalino-mezozoic), S II = circa 12-15% (şi domină flişul cretacic), S III circa 8-10% şi S IV = 4-5%, din arealul Carpaţilor.

7. *Înclinarea* medie a suprafețelor: S I = 5-7‰, S II =20-30‰, S III = 5-20‰ şi S IV = conforme cu actualele profile de echilibru ale râurilor, dar mai sus cu 200-400 m.

8. *Altitudinile* actuale: S I = 500-2300 m (după masive), S II = 350-1600 m (după masive), S III = 400-1100 m şi S IV = 300-900 m. De exemplu, S I are în medie 1000 m în Apuseni, dar numai 500-600 m în Dognecea şi Locva, 2000-2300 m în Meridionali, 1800-2200 m în Bucegi şi Baiu şi 1800-2000 m în Rodna; S IV are 300-320 la Cazane pe Dunăre, dar urcă şi la 900 m la Curbură.

9. **Modele regionale ale suprafețelor carpatice**. Gr. Posea (1997, în „Revista geomorfologică", nr. 1) stabileşte cinci modele regionale.

a) În Carpații Meridionali apare scara cea mai tipică şi mai uniformă în ceea ce priveşte ordonarea şi numărul treptelor de eroziune şi gruparea lor pe cele patru complexe. La peste 2300 m se ridică vârfuri şi mici creste, sub formă de martori, deasupra lui S I. Pediplena carpatică ocupă culmile principale, este relativ orizontală şi are uneori trei trepte posibile: S I_1 = 2300-2200 m, S I_2 = 2000 şi S I_3 = 1800-1900 m. S II înconjoară resturile pediplenei carpatice sub formă de culmi înclinate, de altitudini medii, cu două trepte: S II_1 = 1500-1600 m, ca umeri atinge şi 1800 m şi S II_2 = 1200-1400 m. S III apare pe marginea munților, în nord la 1100 m ca o treaptă îngustă orizontală, iar în sud la 600-900 m, dar ca umeri urcă în interior până la 1100 m în sud şi 1250 m în nord; când are două trepte, S III_2 este puțin sub 1000 m în nord şi sub 800 m în sud. Umerii de vale, respectiv S IV_1 = 650-800 m pe văile transversale şi 750-800 m pe văile secundare, iar S IV_2 = 550-600 m; foarte rar apare şi un S IV_3 în sud.

b) Munții Apuseni prezintă un model similar dar mai deranjat tectonic. Are un număr maxim de 6 trepte în grupul de masive Bihor-Vlădeasa, ordonate astfel: S I_1 = 1600-1800 m, S I_2 = 1400 m, S II_1 = 1000 m, S II_2 = 700-900 m, S III = 600-700 m şi S IV = 300-500 m. În masivele mai joase, numărul treptelor se reduce, dar cele patru complexe rămân. Dispare S I_1, iar S I_2 apare rar şi numai ca martor. S II devine dominantă la circa 800-1000 m, iar S III şi S IV adesea se interferează la 400-500 m.

c) Munții Banatului au două submodele: Poiana Ruscăi, unde S I-III se întrepătrund în cercuri concentrice formând o cupolă la 800-1300 m, şi submodelul Banatului propriu-zis unde cele 4 complexe se dispun astfel: în est (Almăj-Semenic) ele se poziționează asimetric între 300-1400 m, iar în vest se comprimă între 300-550 m; S IV pe defileul Dunării apare ca un vechi fund de vale, la 300 m (aşa-zisa terasă a 8-a) (fig. 24).

Fig. 24 – Suprafețele de eroziune din Defileul Dunării (după Gr. Posea şi colab.). 1. Suprafața Almăjului; 2. Suprafața culmilor medii; 3. Suprafața de 400-450 m (Gornovița); 4. Vârfuri sub formă de martori; 5. înclinarea locală a suprafețelor de nivelare; 6. abrupturi petrografice şi structurale; 7. arii cu doline; 8. limita Văii Dunării

d) Carpaţii Orientali prezintă cea mai pregnantă asimetrie a desfăşurării treptelor de eroziune, dar şi un paralelism (cu intrânduri) orientat de la nord la sud, care însă se degradează la sud de Trotuş. S I se găseşte numai pe masivele cristaline (1800-2000 m în Rodna, 600-700 m în Preluca şi 1600-1800 în restul masivelor). S II_1 ocupă îndeosebi flişul cretacic, la 1500-1700 m, iar S II_2 este la 1400-1600 m, dar trece şi în Munţii Vulcanicii Nordici (inclusiv în Bârgău) la 1000-1200 m (cu trepte locale în Ţibleş până la 1800 m). S III domină flişul paleogen din est la 800-900 m, dar pe valea Trotuşului urcă şi la 1400 m şi trece pe marginile Depresiunii Braşov, înconjurând-o pe la 800-1100 m. S IV are două trepte de umeri: 700-950 m şi 550-600 m. Vulcanicii Sudici nu au suprafeţe ci numai un nivel de vale şi începuturi locale de glacisări sau/şi pedimentări.

e) Carpaţii Curburii se încadrează unui model de tranziţie atât spre Meridionali (în Bucegi, Postăvaru, Piatra Mare şi Baiului se menţin resturi din Pediplena Carpatică) (fig. 25), cât şi către Orientali (domină S II_2 şi S III, pe flişul cretacic şi paleogen). Ca specific local, S II_1 apare numai în vest (Bucegi, Ciucaş – 1700-1900 m); S II_2 (1300-1550 m) domină toate masivele situate mai la est şi prezintă o bombare transversală pe axa ridicărilor maxime; S III nivelează culmile marginale şi pătrunde, ca umeri largi, pe văi, traversând în boltă toate pasurile carpatine către Depresiunea Braşov, având 900-1200 m; umerii lui S IV_1 sunt la 750-900 m, dar pe defileul Buzăului urcă bombat la 1000 m (nivel format în villafranchian), iar S IV_2 se află la 550-750 m.

10. **Diferenţierile extracarpatice** ale suprafeţelor de eroziune se suprapun principalelor regiuni geomorfologice (Gr. Posea, 1997).

a) *Subcarpaţii*, datorită complexităţilor structurale şi a ridicărilor recente diferenţiate pe sectoare, au condus la contradicţii importante între cercetători. S-a negat total existenţa de suprafeţe (C. Martiniuc 1948, Badea L. 1966, ş.a.), alteori s-a mers până la 3-5 nivele (N. Popp 1939, N. Rădulescu 1937, M. Ielenicz 1978 etc.).

- Pentru Subcarpaţii Moldovei, M. David (1932) a indicat 3 nivele (sarmaţian superior – meoţian, pontic – cel mai extins şi romanian). Mai recent se susţine o suprafaţă formată prin glacisare (din sarmaţian până în villafranchian) dar distrusă după înălţările postvillafranchiene care au impus tectonic (prin coborâre) depresiunile Tazlău şi Cracău şi au înălţat culmile Pietricica şi Pleşu (C. Brânduş 1981, p. 19-20, Gh. Lupaşcu 1996). Culmile deluroase, mai ales Pietricica şi Pleşu, par a păstra totuşi urme de nivelare.
- Pentru Subcarpaţii Curburii, N. Popp (1939) distinge patru nivele (1000 m – levantin, 800 m – preglaciar, 650-620 m – günz – cel mai dezvoltat, 550-450 m – mindel). Ultimele trei reprezintă în fapt amfiteatre de glacisuri din bazinele superioare ale văilor, echivalente teraselor superioare din avale.

M. Ielenicz (1974, 1978, 1985) deosebeşte următoarele trepte: o fâşie submontană (± 1000 m), nivelul principal subcarpatic (la ± 700 m), ce coboară pe interfluvii în avale (600-650 m), care pe la 400-450 m trece în nivelul piemontan villafranchian şi, sub acestea mai apare un nivel de umeri ce coboară de la 500 la 300 m deasupra câmpiei.

În cadrul Subcarpaţilor Getici se remarcă arealul Câmpulung (Gr. Posea, 1993) şi Muscelele Topologului (Gh. Vişan, 1998). În primul caz (fig. 34) au fost separate: urme exhumate din suprafaţa medie carpatină – II_1 (prehelveţiană) şi II_2 (sarmaţian-meoţian) pe bordura submontană; suprafaţa carpatică de bordură (ponţian-dacian) care retează Culmea Groapa Oii (fig. 34); nivelarea romanian-villafranchiană pe interfluvii, care în sud trece în acumulări piemontane. În Muscele s-au identificat: suprafaţa muscelelor înalte sau Plaiurile Muscelelor (850-1120 m, sarmaţian superior – pliocen mediu, echivalentă suprafeţei carpatice de bordură); suprafaţa superioară subcarpatică (590-850 m), pe culmile mai joase şi pe rama depresiunilor submontane; suprafaţa inferioară subcarpatică (450-750 m), pe interfluviile secundare; două nivele de vale (400-650 m = glacisuri pe văile mari şi 380-500 m = glacisuri în bazinele de ordin inferior şi echivalente cu terasa de ± 200 m).

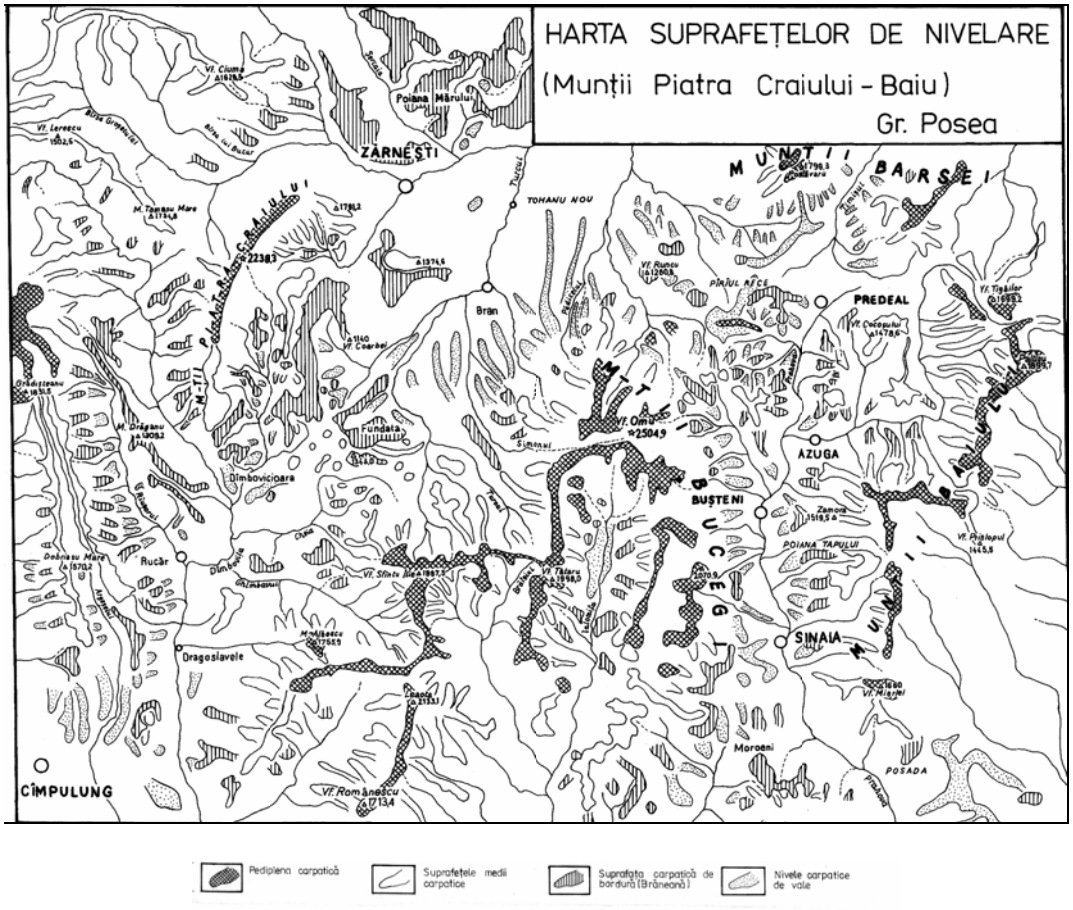


Fig. 25 – Suprafețele de nivelare din Munții Piatra Craiului – Baiului

O sinteză recentă pentru Subcarpaţi o face M. Ielenicz (2001), fără a aminti şi sectorul Muscele, ajungând la o concluzie generală cu trei trepte: sub munte o suprafaţă pliocenă, apoi o suprafaţă de culmi glacisate (deformată ulterior şi distrusă în mare parte) şi un nivel de umeri de vale.

b) Dealurile de Vest reprezintă o fostă câmpie de glacis sau nivel piemontan de eroziune de vârstă dacian-romanian (Gr. Posea, 1962, 1997, Savu şi Tudoran 1969, Josan 1970, Tudoran, 1983, ş.a.). Peste această suprafaţă se ridică uneori masive mici cristaline sau din sedimentar mezozoic ce pot avea două suprafeţe vechi, ca în Preluca (Pediplena Carpatică şi cea pretortoniană – Posea, 1962).

c) Depresiunea Transilvaniei are caractere oarecum intermediare între podişurile de platformă şi orogen (fig. 26). De aici şi unele similitudini cu Podişul Moldovei, dar şi cu Subcarpaţii. Prezintă două particularităţi: diferenţieri petrografice regionale şi influenţe specifice din partea fiecărui sector montan vecin. Are patru trepte: suprafaţa circumtransilvană (SII_2 = sarmaţian – meoţian), pe dealurile submontane, mai ales în Podişul Someşean, la 700-800 m (Mateescu Şt. 1926, Posea 1962-1978, Savu 1963, ş.a.), sau ca martori piemontani, ori fosilizată în est (Mac, 1972); suprafaţa Transilvană (dacian mediu – romanian) sau „piemontană de eroziune" (Posea, 1962) pe cumpenele Târnavelor la ± 600 m şi urcă spre est la 700 m (Josan 1975, Mac 1972), iar sub Munţii Făgăraş este la 750-850 m (N. Popescu, 1985), echivalentă cu umerii superiori de vale; suprafaţa de 450-500 m (postvillafranchiană) apare numai în Podişul Secaşelor, pe Culoarul Visei (Posea, 1968, 1969) şi pe alte mari culoare de vale, numită şi pedimentul de vale (Mac, 1972), nivelul inferior (Josan 1973, 1979) sau glacisul transilvan de vale (Popescu 1985); ca ceva local, în bazinul Oltului (unde lipsesc terasele superioare) s-a mai format un nivel inferior de vale (425-450 m) echivalent cu terasele de 60-100 m din alte bazine şi cu glacisul piemontan superior din Depresiunea Făgăraş (Popescu 1985, Grecu 1992).

d) Podişul Moldovei, regiune de platformă, prezintă o pediplenă fosilă a soclurilor şi probabil altele intersedimentare. La zi, M. David (1923) indică două trepte (± 400 m – ponţiană şi 180-200 m – romaniană); V. Mihăilescu (1930) şi V. Tufescu (1937) au găsit patru-cinci (450-500 m – sarmaţian superior, 380-420 m – ponţian, 340-450 m – dacian, 280-410 m – romanian, 60-100 m – cuaternară; în ultimul timp se recunosc însă numai două suprafeţe, una a culmilor superioare şi alta, de umeri, pe culoarele de văi şi în depresiuni (Posea şi colab. 1974), sau glacisoplena moldavă (pe roci mai dure) şi alta mai joasă cu 100-200 m, numai în Câmpia Moldovei şi în rest pe culoarele de văi (Băcăuanu V., Donisă I. 1989).

e) Podişul Dobrogei este cel mai complex ca evoluţie şi relief. A. Nordon (1930) a găsit trei suprafeţe (300-400 m – postsarmatică, 180-200 – romaniană şi 80-120 m – cuaternară); C. Brătescu (1928) indică două (300-450 m – sarmaţiană şi numai în nord – şi ± 200 m – romaniană); Posea şi colab. (1974) admit o unică şi vastă suprafaţă policiclică formată, în sud, în precambrian, în Dobrogea Centrală în mezozoicul inferior, şi în posthercinic, în nord. Acestea trei s-au unit o dată cu cele trei blocuri şi au fost remodelate total în cretacicul superior (o dată cu pediplena carpatică) şi apoi fosilizată în sud de calcarele sarmatice. În postsarmaţian eroziunea a fost slabă, dar lacul romanian din Câmpia Română a impus o treaptă de abraziune (80-100 m) pe marginea de vest şi nord, iar în villafranchian s-au format pedimente şi inselberguri în Dobrogea de Nord, în parte şi în cea Centrală, unităţi care s-au înălţat mai mult.

f) Podişul Mehedinţi, cu structură carpatică, are trei suprafeţe: cele medii carpatice (miocen), suprafaţa carpatică de bordură (Emm. De Martonne, 1917) şi un nivel de culoar pe Bahna, la ± 350 m, echivalent cu nivelul umerilor carpatici de vale (N. Popescu 1966, Posea şi colab. 1969, 1976).

g) Podişul Getic este de *acumulare piemontană*, dar în Dealurile Coşuştei şi pe unele porţiuni nordice apare un început de glacisare (din St. Prestien).

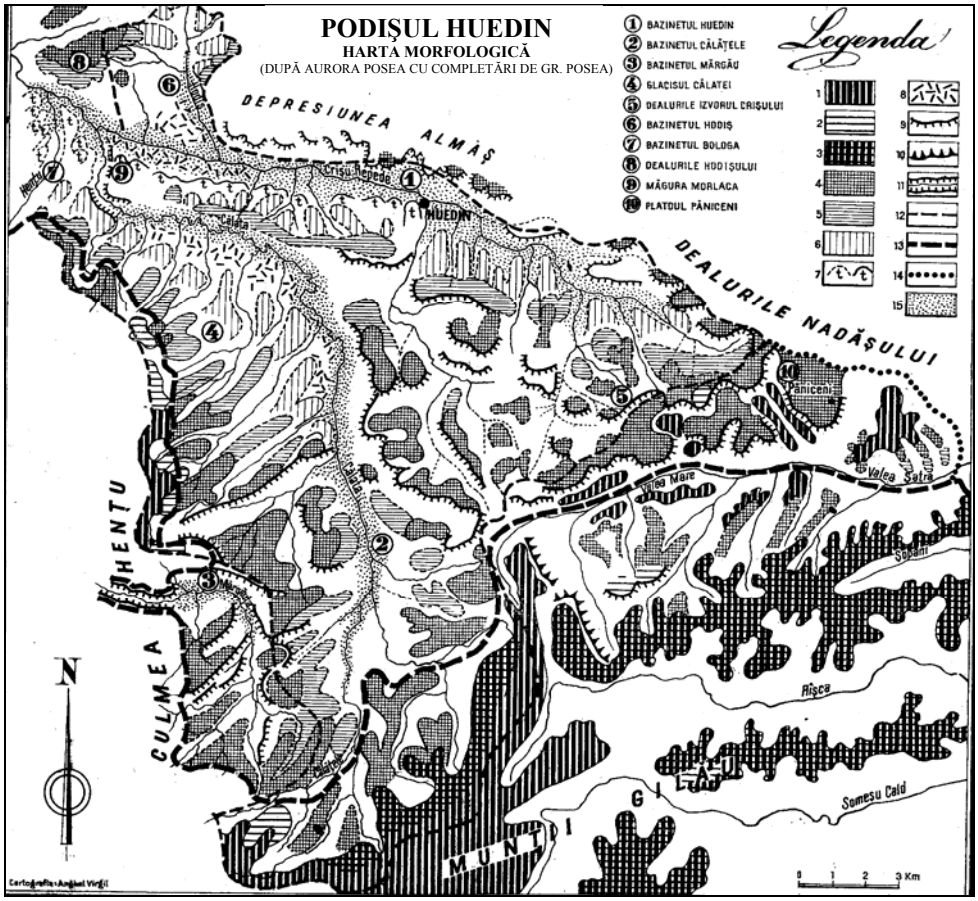


Fig. 26 – Podişul Huedin – Păniceni – suprafeţe de eroziune, terase, cueste. 1) suprafaţa Cârligata-Muncelu; 2) suprafaţa Vişag; 3) interferenţă între suprafeţele Cârligata-Vişag; 4) suprafaţa Traniş; 5) suprafaţa Zece Hotare; 6) suprafaţa Fertişag; 7) terase; 8) glacisuri; 9) cueste; 10) abrupt de falie; 11) defileu; 12) cumpăna apelor în Bazinul Huedin; 13) limita muntelui; 14) limita spre Podişul Someşan a Platoului Păniceni; 15) luncă prelungită uneori cu glacis

C. **Fazele morfosculpturale ale Epocii carpatice** (*condiţii tectono-climatice de modelare*)

1. **Faza Pediplenei carpatice**. După cele mai importante mişcări de cutări carpatice, de sub apele geosinclinalelor au apărut la zi primele masive şi primele culmi. A urmat apoi o pauză tectonică relativă. Aceasta a durat peste 50 milioane de ani, timp în care şi condiţiile climatice au fost favorabile unei eroziuni puternice, care a nivelat aproape tot ce fusese ridicat, creând o vastă pediplenă, pe întinderi ce depăşesc cu mult munţii de astăzi.

Carpaţii sunt unitatea de relief care păstrează cel mai bine, la zi, urmele acestei pediplene, motiv pentru care este denumită Pediplena Carpatică (Gr. Posea,1962). Bineînţeles, ea a fost înălţată ulterior, în etape, de la altitudini de cîmpie la altitudini de munte, aflîndu-se astăzi, după masive, de la circa 800 m pînă la 2200 m. Astfel, în Apuseni, ea înclină de la 1600 m la 1000 m în Munţii Gilău, dar atinge şi 1800 m în Munţii Bihor; aici mai este cunoscută şi sub numele de platforma[4] Fărcaş-Cârligata (după numele unui sat şi a unui vîrf). În Munţii Banatului are 1400 m în Semenic (suprafaţa Semenic) şi 800-1100 m în Almăj (suprafaţa Almăjului). În Carpaţii Meridionali urcă lent de la 1900 m în Ţarcu, la 2200 m în Făgăraş şi a fost numită platforma Borăscu (după muntele Borăscu din Retezat). Carpaţii Curburii păstrează urmele acesteia în Piatra Craiului, Bucegi-Leaota şi puţin în Neamţu şi Baiu (fig. 25). În Carpaţii Orientali există în Rodna la 1800-2000 m (Platforma Nedeilor)[5] şi sporadic în Munţii Maramureşului. A fost remarcată şi pe aliniamentul aşa-zişilor munţi ascunşi ai Transilvaniei, în special în Masivul Preluca (A. Nordon şi Gr. Posea).

Sub formă fosilizată, Pediplena Carpatică există, se pare, şi pe masivele cristaline scufundate din bazinul Transilvaniei şi Panonic, ca şi în sedimentarul Podişului Moldovei (între cretacic şi badenian), în Dobrogea (peneplena dobrogeană postcretacică) şi în fundamentul Câmpiei Române (peneplena Moesică, după Paraschiv). S-a format în trei secvenţe: una principală (danian-eocen, de 30 mil. ani) şi altele două secundare (2-12 mil. ani până în oligocen) şi (13-23 mil. ani în prebadenian).

Poziţia actuală (ridicată sau scufundată) a acestor urme arată prefacerile deosebite pe care le-a suferit relieful ţării noastre după această etapă când aproape pe tot teritoriul domnea respectiva câmpie de eroziune – Pediplena carpatică.

Condiţiile climatice de atunci au favorizat din plin formarea ei. După urmele de floră şi faună descoperite, din analiza tipurilor de sedimente depuse atunci, s-a dedus că domnea un climat tropical-subtropical, similar cu cel actual din sud-estul Asiei sau sud-estul Americii de Nord. Regimul pluvial era sezonier, cu un maxim în timpul verii când atingea valori de 1000-1200 mm. Temperaturile medii au fost de 20-24^{0}C. În sezonul ploios domina alterarea rocilor în adâncime, iar în cel secetos ploile rare torenţiale spălau materialele alterate. Datorită secvenţelor de formare, această pediplenă prezintă adesea unele trepte (două, chiar trei uneori), sau diferenţieri de la o regiune la alta. Acestea au rezultat din faptul că „liniştea" tectonică a fost deranjată uneori de anumite mişcări care aveau caractere diferite de la un loc la altul. În mare, au putut fi reconstituite trei secvenţe în cadrul etapei respective.

Prima are loc la începutul eocenului, când mişcările pirenaice afectează subsident (lăsări lente) unele părţi ale pediplenei, care sunt chiar fosilizate (exemplu: Masivul Preluca, nord-vestul Rodnei). A doua secvenţă o continuă oarecum pe prima, peste tot

[4] Numele de platformă nu se mai foloseşte în prezent spre a nu se confunda cu sensul geologic al aceleiaşi noţiuni.

[5] T. Morariu (1937).

unde pediplena rămăsese la zi sau se înălţase uşor (în majoritatea actualelor masive cristaline carpatice); secvenţa este întreruptă de mişcările savice, care impun deformări şi chiar fracturări ale pediplenei. Ultima secvenţă ţine până în badenian şi s-a extins, ca o continuare a celorlalte (realizând însă o nouă treaptă), numai peste o parte din masivele vestice, ca şi peste platformele Moldovenească şi Moesică.

Aşadar, Pediplena Carpatică s-a perfectat cu precădere până în eocen, când unele sectoare i-au fost fosilizate; peste părţile rămase la zi continuă eroziunea până în oligocen, uneori dând chiar o nouă treaptă; în fine, părţile scăpate de fosilizările oligocene, sau de înălţările mai accentuate din alte locuri, au dăinuit până în badenian când au loc noi scufundări şi noi înălţări puternice. De precizat că, în timpul ultimei secvenţe, când mai multe porţiuni au fost afectate din plin de înălţările savice (oligocen), se declanşează, în paralel, dar pe alte spaţii, şi prima secvenţă din etapa următoare (Suprafeţele medii carpatice); aşa s-a întâmplat, de exemplu, în Carpaţii Orientali (peste ariile cristalino-mezozoice şi peste flişul cretacic) unde adesea urmele vechii pediplene au fost complet înlăturate.

2. **Faza Suprafeţelor medii carpatice**. După mişcările savice (oligocen superior – helveţian), unităţile carpatice de azi, cu excepţia celor vestice, încep să se ridice, atingând 500-700 m, iar Meridionalii cca 1000 m. Acum se nasc, în sens morfologic, *primii Carpaţi*. Dar, înălţarea a impus ca râurile să fragmenteze noile masive, iar eroziunea areală să atace puternic mai ales versanţii care se formau. Condiţiile climatice se schimbă faţă de trecut, tinzând spre tipul mediteranean; în timpul verii situaţia era similară cu clima de azi din fâşia nordică a deşertului Saharei; iar iarna cu climatul temperat-oceanic. Această alternare de anotimpuri favoriza dezagregarea pe versanţi şi nivelarea masivelor începând de la bază spre interior. În aceste condiţii tectonice şi climatice se declanşează deci o nouă etapă de nivelare, dar într-un sens nou; la poala versanţilor se formau pante prelungi de glacisuri, care progresau spre interiorul masivelor, inclusiv pornind lateral de la talvegul fiecărei văi. Cu timpul, aceste glacisuri se îngemănau în pedimente şi fâşii tot mai late, ce semănau cu o câmpie de eroziune, destul de înclinată. Glacisurile-pedimente se extindeau în detrimentul masivelor şi al vechii pediplene. Timpul cât a dominat climatul favorabil glacisării, ca şi liniştirea tectonică relativă necesară, deşi au fost îndelungate (13-23 milioane ani secvenţa primă şi 2-4 milioane ani cea de a doua), totuşi nu s-a ajuns până la erodarea completă a masivelor şi a Pediplenei carpatice; din ea au rămas, în ultimă instanţă, resturi de platouri situate pe cumpenele principale.

Înainte de a indica răspândirea actuală a resturilor acestor suprafeţe, mai trebuie arătate şi unele diferenţieri care au avut loc datorită mişcărilor tectonice, ca şi particularităţile pe care le îmbracă în unităţile de fliş (mai moi) în raport cu masivele cristaline. Astfel, după ce faza savică de mişcări declanşează acest nou şi mare ciclu de eroziune de tip mediteranean, fazele stirică (helveţian superior – badenian), moldavă (badenian-sarmaţian) şi attică (sarmaţian superior) introduc diferenţieri care în relief s-au materializat prin trepte, deci prin *mai multe suprafeţe,* dar care, ca tip, aparţin aceluiaşi complex. De obicei nu s-au păstrat decât două trepte, uneori chiar una, deoarece treapta mai nouă distrugea complet pe cea dinaintea ei. Pe de altă parte, în masivele vestice declanşarea noii etape întârzie, ea realizându-se numai o dată cu mişcările stirice, dar se încheie mai târziu (în meoţian). În ce priveşte unităţile de fliş, ele au avut o mobilitate tectonică mai mare, dar o duritate mai mică a rocilor; ca urmare, erodarea, deşi începe în faze succesive de la o unitate la alta (flişul cretacic, apoi flişul paleogen, sau pe diviziuni poziţionate nord-sud), aici se păstrează mai ales urmele ultimei secvenţe nivelatoare (suprafaţa realizată în sarmaţian şi meoţian), care se extinde adesea şi pe interfluviile principale.

Aspectul actual al acestui *complex de suprafețe* a rezultat nu numai din forma inițială de glacisuri foarte prelungi, cu înclinări de 20-30‰, situate sub rămăşiţele masivelor retezate de Pediplena carpatică, ci şi în fragmentarea sa de către văi în urma importantelor înălțări ce au afectat din nou arealele carpatice în pliocen. Ca urmare, cele mai multe resturi apar azi sub formă de culmi montane, prelungi şi înclinate ca nişte *plaiuri*, ce se extind către extremitățile masivelor muntoase ca interfluvii de ordinul II; situația este tipică pentru masivele cristalino-mezozoice, adică acolo unde s-au păstrat bine şi resturile pediplenei carpatice. În bazinele superioare ale râurilor ce izvorăsc de sub abrupturile care limitează vechea pediplenă, nivelul culmilor medii carpatice se transformă în umeri, care se dispun în amfiteatru. Aceasta este de altfel o lege, în sensul că nivelele mai noi pătrund în interiorul celor mai vechi sub formă de umeri de vale.

Peste unitățile de fliş, complexul suprafețelor medii se păstrează mai mult pe interfluviile principale şi are aspectul unei suprafețe ondulate.

Pe totalul culmilor carpatice, complexul acestor nivele ocupă în prezent suprafața cea mai mare (circa 12-15% din Carpați, în raport cu 2% Pediplena carpatică şi 8-10% Suprafețele de bordură).

Studiile de amănunt, din care a rezultat precizarea acestor nivele pentru diferitele masive sau unități, au condus la unele controverse şi la denumiri variate. Amintim câteva: „platforma Măguri-Mărişel" şi „platforma Țării Moților" (pentru Carpații Apuseni); „platforma Cârja-Tomnacica" (pentru Semenic), „suprafața culmilor medii cu aspect piemontan" (Almăj), „platforma Râul Şes" (în Meridionali), „suprafața Chiruşca", „Plaiurile" ş.a. (Carpații de Curbură), „platforma Bătrână", „Poiana Ciungilor", „Cerbului", „suprafața Țării Lăpuşului" etc. (Carpații Orientali), la care se adaugă şi denumirile date în unele unități de dealuri şi podiş pe care le-a afectat.

Pe de altă parte, studiile de sinteză au ajuns la concluzia că, în cadrul complexului respectiv se păstrează bine *două suprafețe de nivelare*: prima începe parțial după oligocen şi se finisează o dată cu transgresiunea badeniană – circa 13-23 mil. ani (este o suprafață tranzitorie între vechea pediplenă şi noul complex de suprafețe uşor înclinate), a doua începe după mişcările stirice-moldavice, finisându-se în sarmațian şi meoțian, în circa 2-4 mil. ani. Pentru unificarea denumirilor s-a propus, pe total, numele de *Complexul Suprafețelor Medii Carpatice*, iar pe ramuri muntoase: „*suprafețele Mărişel I şi Mărişel II* " (Apuseni şi Carpații Banatului), „suprafețele *Râul Şes I şi Râul Şes II"* (Carpații Meridionali), „ suprafețele *Plaiurile I şi Plaiurile II*" (Carpații de Curbură şi Orientali).

În Carpații Apuseni, complexul mediu are o mare dezvoltare în bazinul Arieşului (1000-1100 m), peste calcarele din Podişul Padişului (1200 m), în Munții Gilăului (coboară de la 1200 m la 800 m), de unde trece şi peste Dealurile Clujului şi Huedinului, în bazinul Crişului Repede (suprafața Vişagului la 1200-1100 m şi suprafața Tranişului la 1000-800 m).

În Munții Banatului se găseşte, foarte extinsă, în Semenic (1000-700 m), Munții Almăjului (800-550 m), iar în vest coboară sub formațiunile pannoniene, pe la 350 m.

În Carpații Meridionali, cele două trepte, Râu Şes I şi II, se află la o medie altitudinală de 1600-1400 m, dar prima urcă şi la 1800 m în Făgăraş, pe când cea de a doua coboară spre marginile muntelui la 1200-1300 m, iar în Podişul Mehedinți la 600 m.

În Carpații Orientali şi de Curbură se separă şi mai bine cele două secvențe, prima treaptă (Plaiurile I) se păstrează aproape exclusiv în masivele cristalino-mezozoice (din Rodna-Maramureş până în Munții Curmăturii), iar a doua nivelează masivele din fliş.

Suprafața *Plaiurile I* urcă în Rodna la 1750-1600 m (suprafața Bătrâna) şi se află cu 200-400 m sub Pediplena carpatică; scade apoi spre Munții Maramureşului şi Obcina

Lucina; la sud de paralela Vatra Dornei are o mare extindere, între altitudinile de 1700-1300 m, coborând când lin, când în trepte; în ea se adâncesc depresiunile Drăgoiasa, Bilbor şi Borsec; în Munţii Bistriţei, deasupra ei rămân o serie de martori structurali şi petrografici (Giumalău, Pietrosu, Grinţieşu Mare, Budacu); la sud de Tulgheş se restrânge ca extindere până la dispariţie, reapărând numai în Ciucaş la 1650-1700 m (suprafaţa Chiuruşca), în Bucegi la cca 1700 m şi în masivele vecine la 1600-1700 m (sub vârfurile Postăvaru, Piatra Mare ş.a. ce rămân ca martori).

Suprafaţa *Plaiurile II* se extinde cu precădere pe golurile de munte, cu aspect de plaiuri, din toată zona flişului, fiind cel mai extins relief nivelat din Carpaţii Orientali şi de Curbură. Începând din nord, poate fi bine remarcată pe spinările Obcinelor bucovinene, la o altitudine de cca 1400-1200 m şi se menţine până la valea Bicazului. Pe afluenţii de dreapta ai Bistriţei pătrunde şi în unităţile de cristalin, dar numai ca umeri sau bazinete (nu pe interfluvii). La sud de Trotuş suferă o înălţare la cca 1600 m (în Munţii Tarcău, Nemira), motiv pentru care este mai fragmentată. În Carpaţii de Curbură urcă de la 1500 m în Vrancea, la 1800 m în Munţii Baiului şi Bucegi, suferind variaţii locale pe masive (1500 m în Penteleu, 1400 m în Podu Calului, având deasupra martori structurali de eroziune).

Această suprafaţă (Plaiurile II) a fost depistată şi în lanţul vulcanic, mai ales în nord (suprafaţa Ţării Lăpuşului), având 1000-1200 m, fiind uneori fosilizată de pannonian.

Totodată, ea a fost prima treaptă care s-a dezvoltat şi în unele podişuri actuale, ca de exemplu în Podişul Someşan şi în nordul Podişului Moldovei, unde se păstrează la zi (cca 600-450 m), în Podişul Târnavelor, fosilizată de panonian, ca şi în Subcarpaţii Moldovei (vârfuri izolate ce dau suprafaţa Corni).

În multe părţi din rama vestică a Carpaţilor, din Banat până în Gutin, această suprafaţă pare a fi fost uşor netezită şi de către abraziunea transgresiunii lacului panonian, ea făcând în acest caz trecerea spre suprafeţele următoare, de bordură.

3. **Suprafeţele carpatice de bordură** sunt cele mai tinere, dar şi cele mai diversificate, având 1-3 trepte. Pe majoritatea masivelor cristaline, dar mai ales în nordul Meridionalilor este vorba de *o prispă îngustă orizontală*. Aceasta retează abruptul carpatic la cca 1000 m şi apoi se prelungeşte, în interiorul muntelui, ca umeri de vale ce se aliniază pe sub suprafaţa de interfluvii a culmilor medii. În fliş însă, şi mai ales în cel paleogen, rocile fiind mai moi, această suprafaţă s-a lărgit foarte mult, spre interiorul muntelui (unde se termină tot cu umeri şi bazinete), uneori dominând pe cele anterioare în ce priveşte extinderea; în aceste părţi are o pantă înclinată şi cu ondulări. Diversitatea ei, ca altitudine şi chiar ca aspect, provine, între altele, din condiţiile noi create la sfârşitul sarmaţianului, când apele marine s-au restrâns la trei lacuri (Panonic, Transilvan şi Getic). În funcţie de aceste trei nivele de bază, diferite, ca şi de condiţiile tectonice şi petrografice locale, fiecare latură montană, uneori şi fiecare masiv, putea fi modelat într-un mod şi la un nivel specific. Ca geneză, marginile transilvăneană şi vestică au fost modelate predominant prin abraziunea panoniană, iar celelalte prin eroziune fluviatilă şi areală. Peste tot însă, complexul acesta a dat văi mult lărgite în interiorul muntelui, unele străpungând interfluviile prin *înşeuări largi*, motiv pentru care a mai fost denumită şi „suprafaţa pasurilor înalte" (Bran, Predeal, Merişor etc.).

În Carpaţii Apuseni, suprafaţa de bordură se păstrează bine pe latura vestică (500-600 m) şi pe cea sudică (700-800 m), urcând pe văi până la 800-900 m; aşa-zisa suprafaţă „Zece Hotare" din bazinul Crişului Repede (Aurora Posea, 1977) şi înşeuarea Osteana (la nord de Ciucea) intră în acest complex.

În Carpaţii Banatului este întâlnită mai ales pe culoarele Timiş-Cerna şi Dunăre, la cca 400-450 m la marginea Munţilor Almăj şi la 650-750 m în Semenic.

Pe marginile Meridionalilor, complexul acestor suprafeţe se aliniază la cca 800-1000 m, urcând pe culoare şi în depresiunile intramontane la 1200 m (Loviştea, Titeşti, peste pasul Merişor), dar coborând în Podişul Mehedinţi la 400-450 m;

corespunde în mare cu aşa-zisa platformă Gornovița (Emm. de Martonne, 1905), sau suprafața Sălištea din Şureanu-Cindrel (Gr. Posea, 1969).

În sudul Carpaților se presupune a fi fosilizată sub pietrişurile de Cândeşti (D. Paraschiv, 1965), dacă nu şi sub formațiunile dacian-levantine.

Peste Carpații de Curbură dezvoltarea acestei suprafețe merge până în „cumpăna" muntelui pe care o traversează sub formă de boltă (urcând de la 900-1000 m la 1400 m), fie ca fâşii mai largi de interfluvii, fie numai pe culoare şi înşeuări (Bran, Predeal, Bratocea, Tabla Buții, Buzău). Spre Subcarpați se rupe brusc prin abrupturi, ca şi spre Depresiunea Braşovului. Are circa 1000-1200 m în Munții Baiului, 1000 m în Poiana Braşovului etc. şi reapare în Perşani (suprafața Poiana Mărului), în Bodoc şi Baraolt, unde urcă invers, de la 800 m la 1200-1300 m; aceasta dovedeşte că Depresiunea Braşovului s-a format ulterior, detaşând Carpații de Curbură de Orientali şi făcând ca Munții Perşani-Bodoc, ca şi Clăbucetele Braşovului să rămână mai puțin înalți.

Şi în Carpații Orientali, complexul acestei suprafețe pătrunde larg în interiorul muntelui, dinspre latura moldovenească, nivelând culmile flişului paleogen (deasupra ei saltă unii martori petrografici şi structurali), rămânând ca umeri de vale în flişul cretacic, iar în unitățile cristaline afectează numai bazinetele depresionare. Pe marginea Rodnei şi în Maramureş (trece peste Prislop) are 1100-1300 m, în Obcine 800-1000 m (dar urcă în bazinul Moldovei până la 1500 m, ca umeri); pe tot bazinul Bistriței e bine dezvoltată, având 950-1000 m în Depresiunea Dornelor (Platforma Dornelor, la M. David, 1949), de unde trece şi în Bârgău (dar înclinând în sensul Bistriței Bârgăului). La sud de Bicaz suferă o înălțare, relativ bruscă, la 1300 m, iar de la Trotuş-Oituz trece în boltă spre Transilvania. Pe latura transilvăneană a fost fosilizată de aglomerate vulcanice (inclusiv în Perşanii nordici – suprafața Poiana Mărului).

Din Orientali, suprafața se prelungea ca o câmpie şi peste Subcarpați şi Podişul Moldovei.

De subliniat că în timpul finisării suprafețelor de bordură, care a avut loc în ponțian şi dacian (cu secvențe ce pot începe în unele locuri de la sfârşitul sarmațianului şi până în romanian), *Carpații aveau încă un caracter de dealuri şi masive* (cele cristaline) ce atingeau 500-1000 m, în interiorul cărora pătrundeau largi golfuri de câmpie, glacisuri şi uneori pedimente, ce le imprima, mai ales la Curbură, caracter insular şi de discontinuitate.

4. **Faza nivelelor de umeri ai văilor carpatice şi a suprafețelor de interfluvii din actualele unități colinare.** Umeri de vale, în Carpați, şi suprafețe pe interfluviile colinare, acestea sunt aspectele actuale care s-au păstrat de la etapa următoare de modelare a reliefului, plasată în dacian (după mişcările rhodanice) şi până în cuaternarul inferior (pe fondul mişcărilor valahice).

Ridicările rhodanice înalță în special Carpații, iar cele următoare, *valahice şi postvalahice*, afectează şi spațiile limitrofe, inclusiv Dobrogea, dar cu putere sporită în Subcarpații de Curbură. Văile se reorganizează şi se adâncesc sacadat pe acest cadru nou. În perioadele mai lungi de linişte tectonică, văile îşi stabilizează profilele longitudinale şi se lărgesc destul de puternic chiar şi în munte, iar în dealurile şi podişurile periferice ajung să-şi împreuneze luncile, înlăturând uneori total interfluviile. Reluarea mişcărilor de înălțare aduce aceste „lunci", extrem de largi, în stare de umeri, sau *nivele de vale*, pentru unitățile carpatice, iar în dealuri ele devin *suprafețe interfluviale*, dar nivelul cel mai nou (al doilea) devine şi aici umeri de vale.

Generalizând, aceste nivele apar în număr de două şi se dispun cam la 200-300 m sub ultima suprafață carpatică şi la cca 200-400 m deasupra talvegurilor actuale. Între cele două nivele rămân cam 150-200 m. În profil longitudinal, nivelul cel mai înalt de vale, din Carpați, trece în suprafață interfluvială peste dealurile periferice; trecerea se face lin, ca un profil longitudinal de râu, sau cel mai adesea printr-o ruptură de pantă, de cca

100-200 m, plasată la marginea muntelui. Aceasta demonstrează că, după formarea nivelului, muntele s-a înălțat mai mult decât unitățile deluroase.

Nivelul al doilea din munte, mai slab dezvoltat, se continuă în dealuri prin umeri foarte largi de vale, ca niște copăi suspendate peste talvegurile actuale, uneori însă, el trece și pe interfluvii ca în Podișul Secașelor.

Local și zonal pot apare chiar 3-4 asemenea nivele, ca în Carpații și Subcarpații de Curbură, după cum, unora dintre aceste nivele montane le pot corespunde, în exterior, piemonturi (vezi cap. Piemonturi).

Pe ramuri carpatice și pe unități deluroase, altitudinea și mersul acestor nivele sunt relativ diferite.

În *Carpații Apuseni* se identifică mai bine un singur nivel în bazinul Crișului Repede (între 550 m, pe înșeuarea Osteana și 300 m lângă Oradea), apare dezvoltat și pe rama tuturor depresiunilor intramontane, unde urcă uneori la 650 m sub formă de bazinete, coboară în pantă de glacis la 500-450 m pe rama Alba Iulia-Deva și ca umeri la 400-350 m pe defileul Mureșului.

În Carpații Banatului a fost identificat pe culoarul Cernei, în Depresiunea Bozovici (cca 400 m) și pe defileul Dunării (300-320 m și corespunde cu așa-zisa terasă a 8-a).

În *Carpații Meridionali* apar, în mare, trei situații: pe versantul transilvănean se remarcă două șiruri de umeri de vale (800-750 m și 600-550 m, trecând în dealurile de pe rama depresiunilor Făgăraș-Sibiu și urcând mai mult în munte pe văile Șinca, Sadu, Sălișteetc.); pe defileul Oltului, nivelele sunt aproape similare (800-650 m și 600-550 m); în Țara Loviștei (Defileul Oltului), L. Badea (2002, Sibiu, *Pe urmele profesorului Conea*) amintește trei nivele situate sub ultima treaptă a suprafeței Gorovița (după noi S III_3) și anume: 650-700 m, 570-600 m) și 500-530 m, dar ultimul este echivalent cu terasa de 200-230 m (sincronă cu definitivarea părții sudice a Piemontului Getic). Pe versantul sudic, un nivel este bine dezvoltat în munte (750-680 m pe Jiu), dar uneori se observă și unele urme la 650-600 m și 550-500 m).

În *Carpații de Curbură* au fost depistate trei nivele, din care primul nu trece și în Subcarpați și îmbracă aspect de suprafață de bordură. În *Subcarpații de Curbură*, pe lângă cele două nivele care vin din munte, mai există unui inferior; ele urcă spre defileul Buzăului, dar coboară apoi către Întorsura Buzăului ca și spre Subcarpați (fig. 27).

Pentru *Carpații Orientali* a fost semnalat, cu precădere, un singur nivel de umeri de vale (mai rar și un al doilea, slab evidențiat), dar în *Subcarpații* și *Podișul Moldovei* sunt două; astfel, nivelul superior urcă în munte, variabil, de la cca 700 m la 1100 m pe văi și depresiuni (nivelul Hazanez, la M. David, sau Moldovița, la N. Barbu), prin pasul Oituz trecând și în Depresiunea Tg. Secuiesc, unde coboară la cca 800 m. Peste Subcarpați și Podișul Moldovei retează culmile cele mai înalte (a avut aspect de peneplenă – platforma Ghindăuani și suprafața Repedea, la M. David, de vârstă daciană). Al doilea nivel oscilează în Subcarpați între 380-520 m, iar în podiș între 280-410 m și corespunde timpului când s-au sculptat începuturile depresiunilor și văilor actuale (romanian-cuaternar). Cel de al treilea nivel din Subcarpații de Curbură ar corespunde în Moldova cu terasa superioară (A. Nordon).

Și pentru *Podișul Transilvaniei* se pot generaliza tot două suprafețe: culmile înalte ale podișului corespund nivelului superior de umeri dezvoltat pe văile montane, unde dă și depresiuni suspendate (exemplu Depresiunea Cavnic ș.a.), al doilea nivel corespunde cu începutul sculpturii depresiunilor marginale și al văilor actuale, păstrându-se sub formă de umeri, culoare suspendate, înșeuări. Situația este similară și în Dealurile Silvaniei și pe rama Depresiunii Baia Mare.

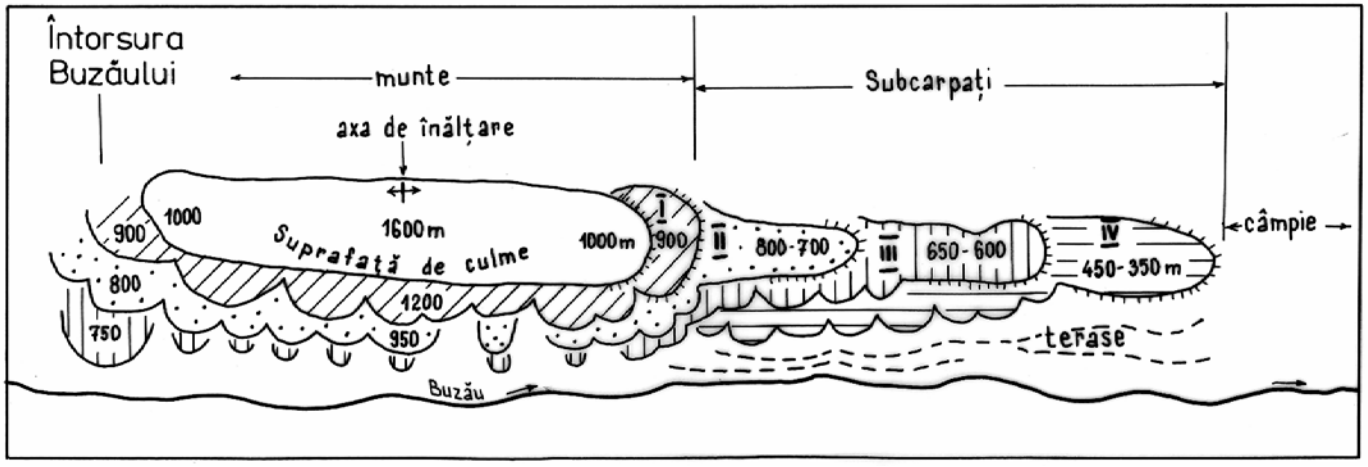


Fig. 27 – Schița nivelelor de umeri din Carpați și Subcarpați pe stânga Buzăului

Dobrogea a suferit înălţări numai după romanian, o dată cu mişcările valahice; aici, climatul secetos de la începutul cuaternarului (villafranchian) a făcut ca să se instaleze o eroziune specifică, creând, în partea nordică, pedimente, dispuse variat, similare celor din deşerturile situate în vestul S.U.A. (vezi cap. Glacisuri şi Pedimente).

Bibliografie[6]

A. ***Unităţi de orogen***

I. **Carpaţii Orientali şi de Curbură**

Armaş Iuliana (1999), *Bazinul hidrografic Doftana*. Editura Enciclopedică.

Barbu N. (1976), *Obcinele Bucovinei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

David M. (1949), *Evoluţia reliefului în Masivul Bistriţei Moldoveneşti*, Revista ştiinţifică „Adamachi", XXXV, I-2, Iaşi.

Ichim I. (1979), *Munţii Stânişoarei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Ichim I. (1986), *Problema suprafeţelor de eroziune (de nivelare) din Carpaţii Orientali*, Anuarul Muzeului de Ştiinţe Naţionale, Piatra Neamţ, seria Geologie-Geografie, V (1980-1982), Piatra Neamţ.

Ielenicz M. (1971), *Probleme de geomorfologie în bazinul superior al Buzăului*, în vol. *Geografia judeţului Buzău şi a împrejurimilor*, Buzău.

Ielenicz M. (1972), *Consideraţiuni privind evoluţia Carpaţilor de Curbură*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXI.

Ielenicz M. (1973), *Aspecte privind evoluţia Carpaţilor de Curbură*, în vol. *Realizări în Geografia României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Ielenicz M. (1973), *Depresiunea Întorsura Buzăului*, Culegere de comunicări ştiinţifice, Universitatea din Bucureşti.

Ielenicz M. (1982), *Munţii Grohotiş*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXI.

Ielenicz M. (1984), *Les Monts Vrancea*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXIII.

Ielenicz M. (1984), *Munţii Ciucaş-Buzău. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Ielenicz M. (1986), *Observaţii geomorfologice în regiunea Rucăr şi Podu Dâmboviţei*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXV.

Mateescu Şt. (1927), *Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaţilor României*, „Analele Inst. Geol. Rom.", XII.

Mayer R. (1936), *Bericht über morphologische Studien in den Ostkarpathen*, „AIGR", XVII (1932).

Micalevich-Velcea Valeria (1961), *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Morariu T. (1937), *Viaţa pastorală din Munţii Rodnei*, „Studii şi cercetări geografice, SRRG", I, Bucureşti.

Niculescu Gh. (1981), *Munţii Gârbova*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXVII.

Niculescu Gh., Dragomirescu Ş. (1961), *Observaţii geomorfologice pe valea Doftanei*, *Probleme de geografie*, VIII.

Nordon A. (1933), *Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates Orientales Roumaines,* C.R. Congr. Int. Géogr., Paris (1931), II, 1.

Orghidan N. (1929), *Observaţii morfologice în regiunea Braşovului - Platforma Poiana Mărului*, în „Ţara Bârsei", I, 1, Braşov.

Orghidan N. (1929), *Observaţii morfologice în regiunea Braşovului, Defileul de la Racoşul de Jos,* în *„Ţara Bârsei"*, I, 3, Braşov.

[6] Suprafeţele şi nivelele de eroziune au fost un subiect preferat al geomorfologilor români, motiv pentru care indicăm o bibliografie mai bogată.

Orghidan N. (1930), *Observaţii morfologice în regiunea Braşovului – Bazinul Târgu Secuiesc*, în „Ţara Bârsei", II, Braşov.
Orghidan N. (1931), *Observaţii morfologice în Bucegi*, „LIGUC", IV (1928-1929), Cluj.
Orghidan N. (1932), *Prin Munţii Buzăului*, în „Ţara Bârsei", IV. 4, Braşov.
Orghidan N. (1936), *Branul*, „BSRRG", LIV (1935).
Orghidan N. (1940), *Observaţii morfologice pe marginea ardeleană a Munţilor Vrancei. Covasna şi împrejurimile ei*, „BSRRG", LVIII (1939).
Orghidan N. (1965), *Munţii Perşani. Observaţii geomorfologice cu privire specială asupra văii Oltului*, „Studii şi cercetări geologice geofizice, Geografie", XII, 1.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu de geomorfologie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1971), *Evoluţia văii Buzăului,* în *Geografia judeţului Buzău şi împrejurimi*, Bucureşti.
Posea Gr. (1997), *The planation surfaces in the Piatra Craiului-Baiu Mountains*, Analele Ştiinţifice ale Universităţii Iaşi, Geografie, XLIII.
Rădulescu N. Al. (1937), *Vrancea, geografie fizică şi umană*, „Studii şi cercetări geografice, SRRG", I, Bucureşti.
Sârcu I. (1957), *Câteva aspecte de geomorfologie din Munţii Bârgăului*, *Probleme de Geografie*, IV, Editura Academiei, Bucureşti.
Sârcu I. (1961), *Contribuţii la stadiul suprafeţelor de nivelare din partea nordică a Carpaţilor Orientali româneşti*, „Analele Ştiinţifice ale Universităţii Al. I. Cuza", Iaşi, secţ. II (Şt. Nat.), VII, 1.
Sârcu I. (1978), *Munţii Rodnei. Studiul morfogeografic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Stan I. (1989), *Depresiunea Maramureşului* (rezumatul tezei de doctorat), Iaşi.
Tufescu V. (1972), *Nivele de aplatizare a reliefului la Curbura Carpaţilor*, în *Lucrarea Simpozion de geografie fizică a Carpaţilor*, Inst. Geogr., Bucureşti.
Vâlsan G. (1939), *Morfologia văii superioare a Prahovei şi a regiunilor vecine,* „BSRRG", LVIII.

II. **Munţii Vulcanici**

Gârbacea V. (1956), *Piemontul Călimanilor*, „St. cerc. geol. geogr. ", VII, 1-4, Cluj.
Gârbacea V. (1979), *Glacisul submontan al Gurghiului*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXVI.
Mac I. (1972), *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Mac I. (1972), *Suprafeţele de nivelare din Subcarpaţii dintre Mureş şi Olt, „*Studia Universităţii Babeş-Bolyai, Geographia", XVI, 2, Cluj.
Posea Gr. (1959), *Piemonturile din Ţara Lăpuşului*, *Probleme geografice*, VI.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu de geomorfologie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1964), *Une surface polygénétique dans les Carpates volcaniques de Nord de la Roumanie*, „Rev. roum. de géol., géophys., géogr., Géographie", 8.
Schreiber W. (1994), *Munţii Harghita*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Szekely A. (1970), *Landforms of the Matra Mountains and their evolution with special regard to surfaces of planation*, Geographical Research Institute, Budapest.

III. **Carpaţii Meridionali**

Badea L. (1983), *Defileul Coziei şi valea subcarpatică a Oltului (suprafeţe de nivelare şi terase)*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXX.
Badea L. et al. (1987), *Dealurile Hunedoarei şi Orăştiei*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXXIV.
Burileanu D.D. (1943), *Problema defileului Jiului*, „Rev. geogr. rom"., IV, 1-2.
Buza M. (1978), *Munţii Cindrelului* (rezumatul tezei de doctorat), Bucureşti.
Iancu S. (1970), *Munţii Parâng* (rezumatul tezei de doctorat), Bucureşti.
Martonne Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie,* „Revue géographique" année II, Paris; vezi şi vol. *Lucrări geografice despre România*, I, Editura Academiei, Bucureşti (1985).

Mihăilescu V. (1970), *Platformes d'érosion et couverture d'altération dans les monts Cindrel-Carpates Méridionales,* „Bull. Inst. Géogr., Acad. Bulgare des sciences", XIV, Sofia.
Nedelcu E. (1965), *Culoarele intracarpatice ale Dâmboviţei şi Bârsei*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XII, 2.
Niculescu Gh. (1965), *Masivul Godeanu. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Popescu N. (1972), *Valea Oltului între Turnu Roşu şi Cozia,* „BSSGR", II (LXXII).
Popescu N. (1984), *La pédiplaine carpatique dans les Monts Făgăraş*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXIII.
Posea Gr. (1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, „Lucr. Şt. Seria A", Inst. Pedagogic, Oradea.
Sârcu I. (1958), *Contribuţii cu privire la problema gipfelflurului şi a suprafeţelor de peneplenă din Munţii Făgăraşului*, „Analele Şt. Univ." „Al. I. Cuza", Iaşi, secţ. II (şt. nat.), IV, 1.
Sârcu I., Sficlea V. (1956), *Câteva observaţii geomorfologice în Munţii Parângului şi Şureanului*, „Analele Şt. Universităţii " „Al. I. Cuza" Iaşi, secţ. II (şt. Nat.), 2, 2.
Urdea P. (1992), *Consideraţii asupra suprafeţelor de nivelare din Munţii Retezat*, „Studii şi comunicări", Universităţii Timişoara.
Urdea P. (2000), *Munţii Retezat*, Editura Academiei.

IV. **Munţii Banatului**

Grigore M. (1973), *Regiunea montană din jumătatea de est a Banatului*, în vol. *Realizări în Geografia României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Grigore M. (1981), *Munţii Semenic. Potenţialul reliefului*, Editura Academiei, Bucureşti.
Ielenicz M. (1989), *Caracteristicile reliefului Munţilor Dognecei*, Analele Universităţii Bucureşti, Geogr., XXXVIII.
Lăzărescu Gh. (1976), *Masivul Poiana Ruscă* (rezumatul tezei de doctorat), Iaşi.
Martonne Emm. de (1924), *Excursion géographique de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj, Résultats sommaires et provisoires,* „Lucr. Inst. Geogr. Universităţii Cluj", I (1992); vezi şi vol. *Lucrări geografice despre România*, II, Editura Academiei, Bucureşti (1985).
Popp N. (1972), *Evoluţia peisajului geomorfologic al Masivului Poiana Ruscă şi relieful său etajat,* în vol. *Lucr. Simpoz. de Geogr. Fiz. a Carpaţilor*, Inst. de Geografie, Bucureşti.
Posea Gr. (1964), *Defileul Dunării*, „Natura", XVI, 1, Bucureşti.
Posea Gr. (1969), *Hypothesen über die entstehung des Durchbruchstales der Donau bei dem „Eisenern Tor"*, „Bull. De la Soc. Serbe de Géographie", XLIX, 2, Beograd.
Posea Gr., Gârbacea V. (1961), *Depresiunea Bozovici, Probleme de geografie*, vol. 8, Bucureşti, p. 41-57.
Posea Gr., Grigore M. (1963), *Observaţii geomorfologice asupra Defileului Dunării*, „Analele Universităţii Bucureşti", seria Geol. Geogr., 32.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1969), *Defileul Dunării (suprafeţe de nivelare)*, în vol. *Probleme de geomorfologia României*, I, p. 75-90, Universităţii Bucureşti.
Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1969), *Defileul Dunărean Porţile de Fier. Caracterizarea reliefului*, vol. *Geografia văii Dunării româneşti*, Editura Academiei, Bucureşti.
Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1976), *Treptele morfogenetice din zona Defileului Dunării,* în vol. *Geografia Grupului de cercetări Porţile de Fier, seria monografii*, Editura Academiei, Bucureşti.
Scheuşan I. (1984), *Depresiunea Domaşnea-Mehadia* (rezumatul tezei de doctorat), Universităţii Bucureşti.
Vespremeanu E. (1972), *Dealurile Lipovei şi Defileul Mureşului* (rezumatul tezei de doctorat), Universitatea Bucureşti.

V. **Munţii Apuseni**
Berindei Ign. (1977), *Ţara Beiuşului*, în vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Buz V. (1980), *Munţii Codru-Moma* (rezumatul tezei de docotrat), Cluj-Napoca.
Coteţ P. (1967), *La pénéplanation des Carpates Occidentales et Méridionales,* „Annalles géogr. ", LXXVI, 417, Paris.
Ficheaux R. (1929), *Munţii Apuseni*, în vol. *Transilvania, Banatul, Crişana, Maramureşul 1918-1928*, Editura Cultura Naţională, Bucureşti.
Ficheaux R. (1996), *Les Monts Apuseni (Bihor)*. Valées et aplanissements, Editura Academiei, Bucureşti.
Grecu Florina (1992), *Munţii Apuseni. Realizări în cercetarea suprafeţelor de eroziune*, „St. cerc. geogr.", XXXIX, Bucureşti.
Martonne Emm. de (1924), *Excursion géographique de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj, Résultats sommaires et provisoires*, „Lucr. Inst. Geog., Universităţii Cluj", I (1922); vezi şi vol. *Lucrări geografice despre România*, II, Editura Academiei, Bucureşti (1983).
Pop Gh. (1957), *Contribuţii la determinarea vârstei şi a condiţiilor morfoclimatice în geneza suprafeţei de eroziune Mărişel din Munţii Gilău – Muntele Mare*, „St. cerc. Geol.-Geogr.", VIII, 3-4, Cluj.
Pop Gh. (1962), *Istoria morfogenetică a vechii suprafeţe de eroziune Fărcaş din Munţii Gilăului (Munţii Apuseni)*, „St. Universităţii Babeş-Bolyai, geol.-geogr.", VII, 1, Cluj.
Pop Gh. (1970), *Suprafaţa de netezire Fărcaş în Munţii Gilăului* (rezumatul tezei de doctorat), Cluj.
Popescu-Argeşel I. (1977), *Munţii Trascăului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Posea Aurora (1977), *Crişul Repede*, în vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-estul Transilvaniei*, „Lucr. Şt. Inst. Pedag.", Oradea.
Posea Gr. (1978), *Podişul Huedin-Păniceni*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XVI, 1.
Sawicki L. (1912), *Beiträge zür Morphologie Siebenbürgens*, Krakau.
Tudoran P. (1983), *Ţara Zarandului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

VI-VII. **Depresiunea Transilvaniei şi Dealurile Vestice**
Benţe F. (1974), *Depresiunea Şimleului* (rezumatul tezei de doctorat), Cluj.
Berindei Ign. (1977), *Ţara Beiuşului*, în vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Buza M. (1986), *Culoarul Mureşului la Alba Iulia*. „Studii şi cercetări, geologice, geografice, Geografie", XXXIII.
Coteţ P. (1957), *Depresiunea Zarandului*, *Probl. Geogr*., IV.
David M. (1945), *Geneza, evoluţia şi aspectele de relief ale Podişului Transilvaniei*, „Rev. şt. " „Adamachi", XXXI, 1-2, Iaşi.
Ficheaux R. (1928), *Les niveaux de base pannoniques dans le Massif de Bihor*, „Bull. Assoc. Géogr. Franc. ", 23-24, Paris.
Gârbacea V. (1979), *Glacisul submontan al Gurghiului*. „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXVI.
Grecu Florina (1992), *Podişul Hârtibaciului*. Elemente de morfohidrografie, Editura Academiei, Bucureşti.
Iancu M., Parichi M. (1971), *Observaţii geomorfologice şi pedologice în piemontul înalt al Lipovei*, „Dări de seamă ale şed. Com. Geol. ", LVII (1959-1970), 5, „Tectonică şi Geologie regională".
Josan N. (1968), *Depresiunea Ghepişului*, „Lucr. Şt. Inst. Pedag." Oradea, II.

Josan N. (1970), *Dealurile Dernei*, „Lucr. Şt. Inst. Ped." Oradea, seria A.
Josan N. (1973), *Nivelele de eroziune în partea de nord a Podişului Târnavelor*, în vol. *Realizări în geografia românească*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Josan N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici*. „Studiu geomorfologic", Editura Academiei, Bucureşti.
Mac I. (1972), *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Mac I. (1972), *Suprafeţele de nivelare din Subcarpaţii dintre Mureş şi Olt*, „St. Universităţii Babeş-Bolyai, Geogr.", XVI, 2, Cluj.
Mateescu Şt. (1926), *Observaţii geologice şi morfologice asupra Depresiunii Huedinului din NV-ul Transilvaniei*, „Anuarul Inst. Geol. Rom.", XI.
Mihăilescu V. (1937), *Observaţii noi asupra Platformei Someşene*, „BSRRG", LVI.
Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Popescu N. (1985), *Evoluţia pliocen-cuaternară a reliefului din sudul Podişului Transilvaniei*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXIV.
Posea Aurora (1977), *Bazinul Crişului Repede*, în vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1959), *Piemonturile din Ţara Lăpuşului*, *Probl. Geogr.*VI, Editura Academiei, Bucureşti.
Posea Gr. (1962), *Aspecte de relief din jurul Clujului*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geol.-Geogr.", an. XI, nr. 32.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu de geomorfologie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1968), *Problema Subcarpaţilor în Transilvania*, „Natura, Geogr.-Geol.", XX, 4.
Posea Gr. (1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, „Lucr. Şt. Inst. Pedag." Oradea.
Posea Gr. (1969), *Depresiunea Sălişte*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XVI, 1.
Posea Gr. (1978), *Podişul Huedin-Păniceni*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXV.
Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Savu Al. (1963), *Podişul Someşan* (rezumatul tezei de doctorat), Cluj.
Savu Al., Tudoran P. (1969), *Aspecte ale evoluţiei reliefului şi reţelei hidrografice în Depresiunea Baia Mare*, „Lucr. Şt. Inst. Pedag." Oradea, seria A.
Tudoran P. (1983), *Ţara Zarandului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Vergez-Tricom G. (1929), *Regiunile naturale şi unitatea Banatului românesc*, în vol. *Transilvania, Banatul, Crişana, Maramureşul, 1918-1928*, Editura Cultura Naţională, Bucureşti.
Vespremeanu E. (1972), *Dealurile Lipovei şi Defileul Mureşului* (rezumatul tezei de doctorat), Bucureşti.

VIII. **Subcarpaţii**

Badea L. (1966), *Asupra platformelor de eroziune din Subcarpaţii Getici*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XIII, 1.
Brânduş C. (1981), *Subcarpaţii Tazlăului,* Editura Academiei, Bucureşti.
Brânduş C. (1986), *Consideraţii geomorfologice asupra Culmii Pleşu, Subcarpaţilor Neamţului şi zonei de contact cu valea Moldovei*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXXIII.
David M. (1932), *Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamţ şi Bacău,* „BSRRG", L(1931).
Grumăzescu H. (1973), *Subcarpaţii dintre Câlnău şi Şuşiţa. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Ielenicz M. (1978), *Observaţii geomorfologice în bazinul Slănicului de Buzău*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXVII.
Ielenicz M. (1985), *La région Berca-Arbănaşi*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XXXIV.

Ielenicz M. (2001), *Problema suprafeţelor şi nivelelor de eroziune în Subcarpaţi*, „Rev. de Geomorfologie", vol. 3. A.G.R. Universităţii
Lupaşcu Gh. (1996), *Depresiunea Subcarpatică Cracău-Bistriţa*, Editura Corson, Iaşi.
Martiniuc C. (1946), *Date noi geomorfologice asupra regiunii Baia Suceava*, „Rev. geog. I.C.G.R." III, fasc. I-III.
Martiniuc C. (1948), *Date noi asupra evoluţiei paleogeografice a Sarmaţianului în partea de vest a Podişului Moldovei*, „Rev. şt." „Adamachi", XXXIV, 3, Iaşi.
Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Muică N. (1987), *Subcarpaţii dintre Teleajen şi Slănicul Buzăului* (rezumatul tezei de doctorat), Iaşi.
Niculescu Gh. (1971), *Consideraţii asupra zonei de interferenţă carpato-subcarpatică în Muntenia*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", VIII, 2.
Niculescu Gh. (1974), *Subcarpaţii dintre Prahova şi Buzău*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XXI, 1.
Nordon A. (1933), *Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpates Orientales Roumaines*, „C.R. Congr. Intern. Géogr.", Paris (1931), II,1.
Popp N. (1939), *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova*. „St. cerc. geografie", III, SRRG.
Posea Gr. (1993), *Subcarpaţii Mătăului*, „St. cerc., geogr.", XXX, Bucureşti.
Roşu Al. (1967), *Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Tufescu V. (1966), *Subcarpaţii*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Vişan Gh. (1998), *Muscelele Topologului*, Editura Universităţii Bucureşti.

IX. **Podişul Mehedinţi**

Martonne Emm. de (1907), *L'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie,* „Rev. géogr.", *Ann. II, Paris;* vezi şi vol. *Lucrări geografice despre România*, I, Editura Academiei, Bucureşti, 1985.
Mihăilescu V. (1946), *Piemontul Getic*, „Rev. geogr. rom.", II, I-IV (1945).
Paraschiv D. (1965), *Piemontul Cândeşti*, „St. tehn., econ.", seria H, „Geologia Cuaternarului", nr. 2.
Popescu N. (1966), *Observaţii geomorfologice asupra Depresiunii Ogradena-Bahna*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie", XV, 1.
Şchiopoiu Al. (1982), *Dealurile piemontane ale Coşuştei*. *Studiu geomorfologic*, Editura Scrisul Românesc, Craiova.
Vintilescu I. (1946), *Podişul sau plaiul Mehedinţilor*, „Rev. geogr. ", II, 1.

B. ***Unităţile de platformă***

X. **Podişul Getic**

x x x (1973), *Piemonturile*, Tipogr. Universităţii Bucureşti.

XI. **Dobrogea**

Brătescu C. (1920), *Mişcările epirogenetice şi caractere morfologice în bazinul Dunării de Jos,* „BSRRG", XXXIX.
Brătescu C. (1928), *Pământul Dobrogei*, în vol. *Dobrogea*, Bucureşti.
Coteţ P. (1969), *Dobrogea de Sud – geneză şi evoluţie*, în vol. *Studii geografice asupra Dobrogei*.
Martonne Emm. de (1924), *Excursions géographiques de l'Institute de Géographie de l'Université de Cluj, Résultats sommaires et provisoires,* „Lucr. Inst. Geog. Universităţii Cluj", I, (1922).
Nordon A. (1930), *Questions de morphologie dobrogéenne*, Bibl. Inst. Fr. Hautes Etudes, Bucharest.
Posea Gr. (1980), *Pediments in Romania*, „Rev. roum. géol. géophys., géogr., Géographie", 24, p. 25-30, Editura Academiei, Bucureşti.
Posea Gr. (1980), *Terase marine în Dobrogea ?*, „Terra", (XXXII) 3, p. 11-19.
Posea Gr. (1983), *Pedimentele din Dobrogea*, în vol. *Sinteze geografice*, Editura Didactică şi Pedagogică, p. 114-123, Bucureşti.

XII. **Podişul Moldovei**
Băcăuanu V. (1968), *Câmpia Moldovei. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Băcăuanu V., Donisă I. (1989), *Le rôle de la glacisation dans le modèle du relief du Plateau Moldave*. „Rév. Roum. de géol., géophys., géogr., Géographie", 33.
Băcăuanu V., Martiniuc C. (1970), *Cercetări geomorfologice asupra părții de sud a interfluviului Moldova-Siret*, „Analele Șt. Universității Al. I. Cuza", Iași, „Geografie", XVI.
David M. (1921), *O schiță morfologică a podişului sarmatic moldovenesc*, „BSRRG", XXXIX, (1920).
David M. (1923), *Regiunea Codrilor față de Podişul Sarmatic Moldovenesc*, „BSRRG", XLI.
David M. (1941), *Relieful coastei Iaşului*, „Lucr. Soc. Geogr." „D. Cantimir", III, Iaşi.
Hârjoabă I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1930), *Podişul înalt din vestul Botoşanilor*, „BSRRG", XLVII (1929).
Sârcu I. (1956), *Câteva probleme ce interesează geografia Podişului Moldovenesc*, „Analele Șt. Universității Iași", secț. II (șt. Nat.), II, 1.
Sficlea V. (1980), *Podişul Covurlui. Studiu geomorfologic,* în vol. *Masivul Ceahlău, Țara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurlui*, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Şenchea Natalia (1941), *Suprafața Scheia-Ipatele ca reprezentantă a nivelului Hotărniceni, în bazinul superior al Bârladului*, „Lucr. Soc. Geogr.", „D. Cantemir", III, Iaşi.
Tufescu V. (1937), *Dealul Mare-Hârlău …*, „BSRRG", LVII.

XIII. **Câmpia Română**
Paraschiv D. (1966), *Sur l'évolution paléogeomorphologique de la Plaine Roumaine*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 10, 1.
Posea Gr. (1984), *Le système génetique-évolutif de la Plaine Roumanie*, „Rev. roum. géol., géophs., géogr., Géographie", 28, 61-66.

XIV. **Studii generale**
Coteț P. (1973), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică, Bucureşti.
Ielenicz M. (1993), *Suprafețele de nivelare din regiunile de deal şi podiş ale României*, „Analele Universității București, Geografie", XLII.
Mihăilescu V., Niculescu Gh. (1967), *Les surfaces d'aplanissement dans les Carpates roumaines*, „Studia Geomorph. Carpato-balcanica", 1, Kraków.
Posea Gr. (1997), *Suprafețele şi nivelele de eroziune*, „Revista de Geomorfologie", nr.1, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N. (1972), *Etapele morfogenetice ale Carpaților românești*, în *Lucr. Simp. de geografie fizică a Carpaților*, Inst. Geogr., Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N. (1973), *Piemonturile din România – geneză şi evoluție*, în vol. *Realizări în geografia României*, Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N. (1973), *Scara morfocronologică a evoluției teritoriului României*, în vol. *Realizări în geografia României*, Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României (The relief of Romania),* Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Posea Gr., Velcea Valeria (1964), *The piedmonts as a stage in the denudation of the Roumanian Carpathians*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 8, p. 175-179.
Tufescu V. (1947), *Problema platformelor de eroziune*, în vol. *Cursuri 1945-1946*, Inst. de cerc. geogr. al României, Bucureşti.
Tufescu V. (1971), *Vechile suprafețe de nivelare din Carpați*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, Geografie", XVIII, 2.
x x x (1983), *Geografia României*, I, Editura Academiei, Bucureşti.

Capitolul VIII

PIEMONTURILE

În România există o importantă unitate de relief cunoscută, când sub denumirea de Piemontul Getic, când sub aceea de Podişul Getic. Ambele nume pot fi folosite, primul indicând geneza de bază a unității respective (o fostă câmpie piemontană), iar a doua, situația morfometrică actuală, respectiv aceea de podiş (câmpia a fost înălțată ulterior la nivel de podiş). Urme ale unui asemenea relief, de piemont, sunt însă foarte multe.

Am citat acest exemplu, deoarece de aici a pornit încetățenirea noțiunilor şi studiilor despre piemonturi, într-un articol de V. Mihăilescu (1945)[1]. În prealabil au existat menţiuni, la unii geografi cum ar fi Emm. de Martonne, G. Vâlsan, L. Sawicki, N. Orghidan ş.a. despre unele forme de relief ce ar avea o origine piemontană. După 1950 cercetările în problemă s-au înmulțit foarte mult. Amintim îndeosebi pe V. Mihăilescu şi colab. (1950), I. Sârcu (1953), I. Maxim (1954), C. Martiniuc (1956), H. Grumăzescu (1957), Gr. Posea (1959, 1962, 1967), T. Morariu (1961), D. Paraschiv (1965), Al. Savu (1965), P. Coteț (1965), Al. Savu şi I. Tudoran (1969), Donisă I. şi Hârjoabă I. (1974) ş.a. Vezi un istoric la Gr. Posea şi N. Popescu în volumul „Piemonturile" (Centrul de multiplicare al Universității din Bucureşti, 1973). Pentru această perioadă V. Mihăilescu aprecia că Gr. Posea (1959, 1962), „dă cea mai completă analiză a unei regiuni de piemont situată la interiorul munților. Repartiția, geneza, structura, evoluția în timpul cuaternarului, influența asupra rețelei hidrografice, se pot găsi aici, în acest capitol al unei teze (este vorba de Țara Lăpuşului, 1962), un bun exemplu de studiu al piemonturilor"[2]. De altfel, studii ulterioare făcute de alți autori (I. Berindei 1965, 1977; E. Vespremeanu 1972, 2000; Aurora Posea 1977, P. Tudoran 1983 ş.a.) au urmat această metodă de lucru. În acest sens citățm doi eminenți profesori din Cluj (Savu şi Tudoran)[3], care, vorbind de trei perioade de evoluție, arată că ele au fost descifrate analitic în culoarul depresionar Baia Mare – Copalnic – Lăpuş de Gr. Posea (1962), „punând accentul pe evoluția piemonturilor şi a rețelei hidrografice, care suscită, de fapt, un interes major, fiindcă se poate aplica la întreaga zonă piemontană din vestul țării".

Valoarea studiilor româneşti în domeniul piemonturilor a fost recunoscută şi prin organizarea, la Bucureşti (secția de geomorfologie a Societății de Geografie, condusă de Gr. Posea) şi Cluj (sectorul de Geografie – prof. T. Morariu), a unui colocviu româno-francez pe această temă. Cu ocazia respectivă a fost publicat şi un volum „Piemonturile", la Centrul de multiplicare al Universității din Bucureşti, 1973. Generalizări la nivelul României, privind piemonturile, se găsesc în „Relieful României" (1974) şi în volumul „Piemonturile" (1973), articolul Piemonturile din România, de Gr. Posea şi N. Popescu.

---

[1] *Piemontul Getic*, Rev. Geogr., an II, fasc. I-IV, Bucureşti.

[2] *Geomorphological Problems of Carpathians* – Varşovia, 1966, p. 17, în „Geographia Polonica", 10.

[3] *Aspecte ale evoluției reliefului şi rețelei hidrografice în Depresiunea Baia Mare*, *Lucrări Geografice*, Oradea, 1969.

Condiţii climato-tectonice. Tipul de relief denumit *piemont* se naşte la poala sau piciorul unui lanţ muntos, numai într-un *climat* semiumed, cu două anotimpuri. Într-un astfel de climat râurile nu pot transporta toate aluviunile până la mare, depunându-le la marginea muntelui şi clădind cu ele vaste câmpii, uşor înclinate, denumite, spre exemplu în Italia, piemonturi. Pe teritoriul României au existat mai multe perioade favorabile formării de piemonturi, şi anume, de fiecare dată când s-au *înălţat şi reînălţat* masivele sau ramurile carpatice şi mai înainte cele hercinice, lăsând în exteriorul lor abrupturi importante şi, pe de altă parte, tot timpul cât a existat un climat semiumed, cu tendinţă de arid, aproximativ din cretacic până la începutul cuaternarului (în villafranchian). După villafranchian clima noastră a devenit temperată şi procesul de aluvionare piemontană s-a oprit, cu câteva excepţii, între care unele părţi din Depresiunea Braşovului, cum ar fi piemontul Timişului şi Tărlungului, cele din Depresiunile Haţeg şi câmpiile piemontane. De câte ori înceta una din condiţiile genetice esenţiale (clima sau formarea de abrupturi montane tectonice), piemonturile existente rămâneau nefuncţionale, erau cuprinse de alte procese – de eroziune sau tectonice – şi distruse parţial sau total, pe locul lor formându-se alte tipuri de relief.

Pentru a urmări în timp, dar şi răspândirea pe teritoriu a perioadelor când s-au format piemonturi, trebuie subliniată, mai întâi, una din caracteristicile de bază ale lor şi anume structura de tip torenţial, cu pietrişuri şi aluviuni de tot felul dispuse în pânze şi lentile încrucişate, transformate de-a lungul timpului în conglomerate. Urmele unor asemenea structuri, găsite pe suprafeţe întinse, denotă existenţa acolo, în trecut, a unor vechi piemonturi.

Conducându-ne după aceste resturi, se constată un fapt, aproape cu caracter de lege: după fiecare înălţare principală a unor masive, a unor ramuri montane, sau a Carpaţilor pe totalul lor, au apărut piemonturi, clădite concomitent cu erodarea acerbă a muntelui ce se ridica. Dacă/sau când înălţarea înceta, iar eroziunea distrusese bună parte din munte, creând suprafeţe de nivelare, atunci aluvionarea piemontană înceta şi ea, iar eroziunea laterală a râurilor realiza, şi în aceste unităţi, suprafeţe de eroziune, distrugând piemonturile. Alteori, mişcările tectonice de ridicare (sau chiar şi de cutare), săltau piemonturile la altitudini mai mari decât o câmpie şi acestea se transformau în podişuri sau chiar în dealuri. Aşa s-a întâmplat cu majoritatea piemonturilor mai vechi, uneori chiar cu cele villafranchiene. Spre exemplu, piemontul subcarpatic moldovenesc, format în sarmaţian, iar mai apoi o parte din Piemontul Getic şi cel de la curbură, formate mai ales în villafranchian, au fost încorporate unor dealuri subcarpatice (Măgura Odobeşti ş.a. sau aşa-zisa cuvetă de Calvini din Subcarpaţii Buzăului).

Principalele etape de formare a piemonturilor. În România, etapele de la care au rămas fie strate de conglomerate, fie resturi propriu-zise de piemonturi, au fost repartizate pe două epoci (ere).

Din epoca posthercinică se păstrează *conglomeratele cretacice*, rulate şi cu structură fluviatilă, care se acumulau la baza unor masive hercinice, ca de exemplu conglomeratele din Bucegi, Ciucaş sau Ceahlău, se pare chiar în Perşani şi Trascău, precum şi *pietrişurile apţiene din Dobrogea de Sud* (venite dinspre Munţii Măcinului).

În epoca morfostructurală carpatică (începe cu Pediplena Carpatică), piemonturi s-au format în următoarele etape (perioade):

- *Piemonturile acvitanian-burdigaliene* survin după înălţarea unor părţi importante din pediplena carpatică (o dată cu mişcările savice şi stirice care fragmentează pediplena). De la ele au rămas conglomerate, între care cele burdigaliene. Cu precădere, s-au materializat la nord de munţii Perşani-Făgăraş-Cindrel, pe aliniamentul Cluj Napoca-Jibou-Culmea Breaza şi în estul Orientalilor (la nord de Trotuş), între Oneşti şi

Gura Humorului. Unele dintre aceste pietrişuri se menţin şi azi, ca reliefuri petrografice, sub forma unor culmi înalte: Pietricica Bacăului, Pleşu, Culmea Breaza (din Lăpuş), părţi din Muscelele Năsăudului sau din cele ale Argeşului (Olăneşti ş.a.). După aceste piemonturi a urmat formarea primei suprafeţe de nivelare carpatică-medie ($S\ II_1$).

- *Piemonturile sarmaţiene* s-au construit cu precădere de o parte şi de alta a Orientalilor (până la Trotuş) apoi în multe depresiuni-golf din Apuseni, la nord de Şureanu, la sud de Parâng şi chiar în Banat. Formarea lor a fost declanşată, pe alocuri, de mişcările stirice, dar mai ales de cele moldavice şi attice. Pe latura subcarpatică a Moldovei au fost reconstituite adevărate delte ce depăşeau spre est linia Siretului; resturile acestui mare piemont moldav se păstrează în dealuri ca: Ciungi, Mălin, Ciocan, Repedea, Holm-Dealu Mare ş.a. Piemontul moldav a fost distrus prin ridicarea Subcarpaţilor Moldovei, iar cel de pe latura transilvană a Orientalilor (unde pietrişurile par că ating uneori peste 1000 m grosime), a fost distrus de apariţia vulcanilor. După aceste piemonturi se formează cel de al doilea nivel de eroziune al suprafeţelor medii-carpatice (SII_2).
- *Piemonturile din pliocenul superior-cuaternarul inferior* par a începe, pe alocuri, din dacian şi romanian (aliniamentul Lăpuş-Baia Mare-Crişuri), cu un maximum, în sudul Carpţilor, atins în villafranchian, când şi clima pare că a fost mai aridă. Declanşarea lor e legată de mişcările rhodanice şi valahice. În această etapă s-au format; un larg piemont ce se extinde peste toată unitatea getică – Piemontul Getic – de la sudul Meridionalilor până la Dunărea de azi (pietrişurile de Cândeşti): apoi unitatea piemontană de la Curbură, ce a cuprins, într-o perioadă, şi cea mai mare parte din Câmpia Română de Est; în sens opus (de la sud la nord) se forma câmpia piemontană a Burnasului (în St. Prestien), care se extindea şi către Bărăganul de sud, ajungând până la nord de Bucureşti (pietrişurile de Frăteşti); piemonturile villafranchiene din Depresiunea Braşovului (cu o extindere începând de sub Bucegi şi nordul Culoarului Bran – Culoarul Râşnovei-Sohodol-Zărneşti-N Munţii Codlei); unele conuri piemontane individuale s-au clădit şi pe rama transilvăneană (Sadu, Cibin, Bercu Roşu), ca şi în unele depresiuni intra sau submontane (Lăpuş, Copalnic, Şimleu, Borod, Beiuş etc.). De la acestă etapă s-au păstrat cele mai multe urme de relief piemontan. Villafranchianul, prin efectele sale morfogenetice, mai ales prin resturile piemontane şi glacisurile şi pedimentele formate acum, rămâne ca *o etapă morfogenetică importantă a actualului relief* al României.

Formarea acestor piemonturi villafranchiene dominant în sudul Carpaţilor Meridionali şi în exteriorul Curburii, dar nu şi în Moldova, sugerează faptul că ele sunt *sinorogene* mişcărilor valahice (şi nu postorogene), dar şi faptul că în acelaşi timp în exteriorul muntelui funcţiona *subsidenţa*, ceea ce nu se întâmpla în acest timp în estul Orientalilor. Asemenea subsidenţe s-au manifestat din plin şi în arealul Depresiunii Braşov (inclusiv de la Sohodol şi bazinul Râşnoavei către nord). În schimb, pe fâşiile piemontane din Lăpuş-Baia Mare-Crişuri, subsidenţa s-a manifestat în dacian-romanian, iar în villafranchian, piemonturile au intrat într-un echilibru tectonic, fiind erodate şi transformate în glacisuri de eroziune, devenite ulterior Dealurile de Vest.

- Trebuie amintit şi faptul că *în timpul glaciaţiunilor,* cu precădere în würm, s-au clădit unele *piemonturi incipiente*, cu pietriş de tip glaciar sau fluvio-glaciar, în sudul depresiunilor Braşov (Timiş-Săcele-Tărlung), Făgăraş şi Haţeg, datorită pe de o parte caracterului lor închis, situate pe râuri care evacuau greu aluviunile, dar şi abundenţei pietrişurilor în bazinele hidrografice înalte de aici. Ceva similar s-a produs pe latura maramureşeană a Rodnei şi a Vulcanicilor Nordici, dar şi sub unele abrupturi cu orientare sudică din Igniş, Gutin, Şatra ş.a.

• *Piemonturile cuaternare din Câmpia Română şi cea de Vest* sunt cele mai noi, dar restrânse şi păstrează forma de câmpie piemontană. Se compun din mari conuri de dejecţie aplatisate şi s-au format, în Vest, datorită suspendării Depresiunii Panonice în spatele defileului Dunării, ca şi unor areale subsidente care au atras periodic râurile, iar în cazul Câmpiei Române s-au impus caracterul său de fund de sac, în raport de Marea Neagră, ca şi unele areale subsidente.

Unităţi şi resturi piemontane regionale, păstrate în relieful de azi, se grupează în patru areale circulare: pericarpatice, circumtransilvănene, intracarpatice şi de câmpie (fig. 28).

1. *Piemonturile pericarpatice* s-au construit în 2-3 etape, pe avanfosa carpatică, începând mai ales din sarmaţian şi până în pleistocen când se mută de sub munte în arealul de câmpie (sub dealuri). Iniţial cuprindeau şi bună parte din arealul Subcarpaţilor. După modul cum au evoluat şi cum se prezintă în actual se deosebesc, mai întâi, trei unităţi: Piemontul Getic (construit în sudul Carpaţilor Meridionali), Piemontul Curburii şi Piemontul Moldav.

Singurul păstrat ca regiune geomorfologică este *Piemontul Getic*, alcătuit din formaţiunile de Cândeşti (villafranchiene), azi cu caracter de podiş şi restrâns în raport cu câmpia piemontană iniţială prin încorporarea unor părţi reduse în Subcarpaţii Getici, iar altele în Câmpia Română (fosilizat sau cu aspect de câmpie, cum sunt câmpiile Sălcuţa şi Leu-Rotunda în Oltenia şi Boianu în Câmpia Teleormanului). Aproape concomitent (în St. Prestien) s-a format şi câmpia piemontană Burnas, dar cu aluviuni prebalcanice (formaţiunile de Frăteşti, care se scufundă sub Bucureşti la circa 150-300 m). Piemontul Getic se află în faza fragmentării longitudinale în părţile sudice, cu câmpuri foarte netede şi extinse, cum este Cotmeana sau Piemontul Bălăciţei, iar spre nord fragmentarea transversală este avansată, introducând pe alocuri şi caracterul de deal. Spre Subcarpaţii Getici se termină cu o frunte de cuestă înaltă şi foarte festonată, care cade spre culoarul depresionar de contact al Subcarpaţilor.

Piemontul Curburii (tot villafranchian) s-a extins în continuarea celui Getic, spre est şi nord-est. Nu se mai păstrează ca unitate regională. El a fost în parte prins în cutările (resturi de pietrişuri de Cândeşti în Cuveta de Calvini şi Culmea Ciolanu sau Dealul Cerbului din Subcarpaţii Buzăului) şi înălţările Subcarpaţilor (între Slănicul de Buzău şi Trotuş) şi în parte scufundat şi fosilizat sub nordul Câmpiei Române de Est. Părţile înălţate se păstrează ca dealuri subcarpatice externe, pătura de pietrişuri fiind înclinată puternic şi nu cutată. Este vorba de dealurile externe dintre Slănicul de Buzău şi Trotuş: Blăjani, Budei, Căpăţânii, Deleanu, Măgura Odobeşti (cu aspect de hogback), Momâia, Zăbrăuţi şi Ouşoru. Toate se termină spre nord cu fronturi de cuestă ce cad către depresiuni intradeluroase. Pe de altă parte stratele de Cândeşti afundate sub câmpie conţin ape care, forate, ţâşnesc artezian, ca de exemplu pe aliniamentul de la sud şi est de Râmnicu Sărat.

Piemontul Moldav, dezvoltat în sarmaţian, a fost distrus prin înălţările Subcarpaţilor şi podişului, care au stimulat eroziunea. În fapt, acest piemont s-a format succesiv, de la nord la sud, în principal în sarmaţian (la nord de valea Moldovei şi în parte pe arealul subcarpatic situat între Moldova şi Trotuş), dar şi în pliocen-cuaternar, pe măsura retragerii către sud a lacului Moldav (V. Tufescu, C. Martiniuc şi I. Şandru, 1973). Cele mai importante urme se păstrează în Dealul Ciungi (692 m) din Podişul Sucevei şi altele mai puţin evidente în dealurile Mălin, Ciocan, Boiştea, Corni (603 m) şi chiar Repedea, Holm-Dealu Mare ş.a. El s-a extins în sarmaţian mult la est de actuala vale a Siretului, impusă mai târziu ca vale aproape subsecventă de către monoclinul subpiemontan, ca de altfel şi şaua Bucecea formată între două vârfuri de cueste unghiulare din lungul Culmii Siretului.

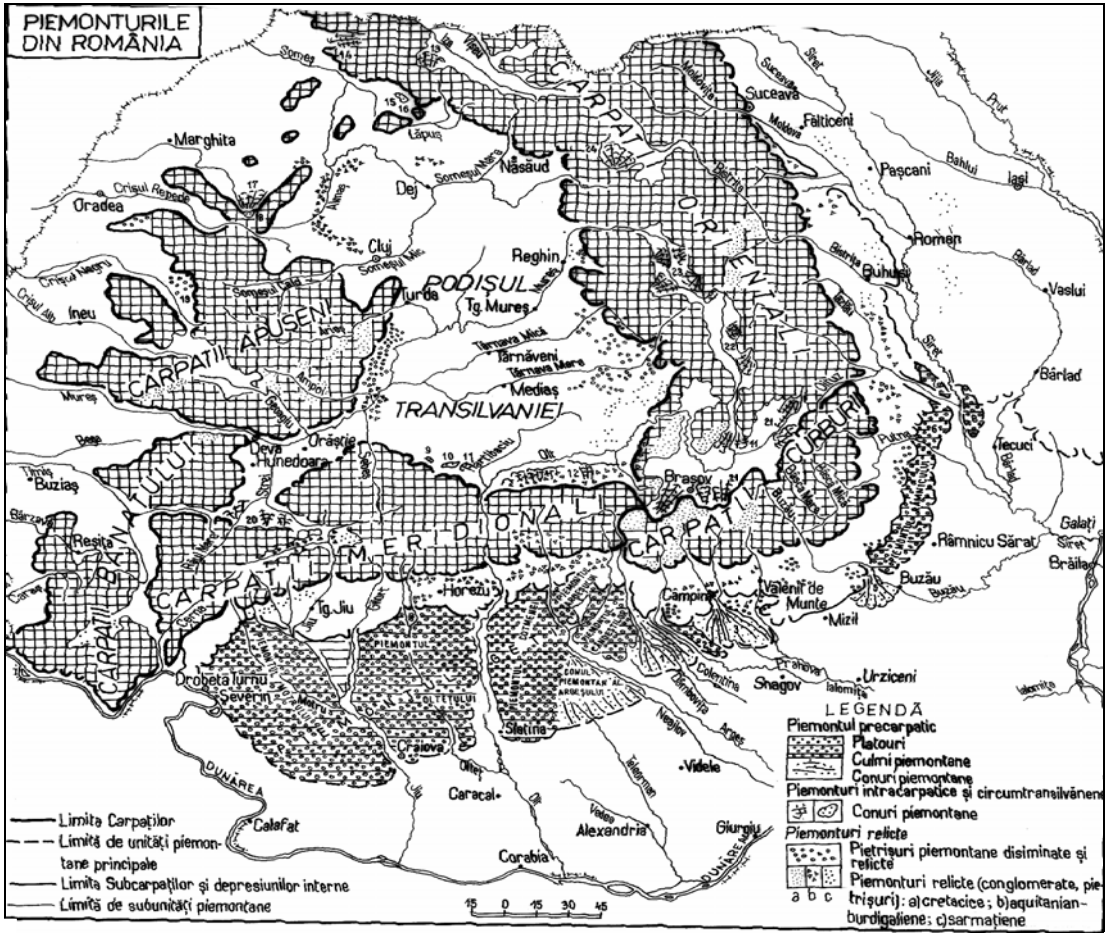


Fig. 28 – Piemonturile din România (după Relieful României).

1. Conul piemontan al Dâmboviţei şi Ialomiţei;
2. Pintenul Măgurii (Câmpia Cricovului);
3. Conul piemontan al Prahovei;
4. Piemontul Prahova-Mislea;
5. Conul piemontan al Buzăului;
6. Piemontul Zăbrăuţ;
7. Piemontul Orbenilor;
8. Piemontul Poiana Nicoreşti;
9. Piemontul Bercu Roşu (Depresiunea Săliştei);
10. Piemontul Cibinului (Dumbrava-Şopa);
11. Piemontul Sadului;
12. Piemontul Făgărăşan;
13. Piemontul Gutinului;
14. Piemontul Negreştilor;
15. Piemontul Cărpiniş;
16. Piemontul Şatrei;
17. Piemontul Şimleului;
18. Înşeuarea Osteana;
19. Piemontul Budureasa ;
20. Piemontul Haţegului ;
21. Piemonturile Braşovului ;
22. Piemonturile Ciucului ;
23. Piemonturile Gheorghenilor ;
24. Piemontul Poienii (Dornelor)

Mai recent, în villafranchian, dar în acelaşi cadru moldav, s-a format şi Piemontul Poiana Nicoreşti (pe stânga Siretului), care cuprindea în bună parte şi Colinele Tutovei, iar mai apoi şi un mic piemont-glacis, Orbeni (în partea de SE a Culmii Pietricica, între Trotuş şi Siret).

Latura de vest a munţilor Banatului şi Apusenilor a avut o evoluţie piemontană mai aproape de părţile circumtransilvane de nord şi est. Aici s-au dezvoltat piemonturi în trei etape: badenian, sarmaţian şi pliocenul superior-cuaternar. S-au păstrat ceva mai bine urmele ultimei etape, mai ales în depresiunile golfuri sau pe unele culmi marginale acestora, ca în Podişul Lipovei şi pe stânga Crişului Repede (Vârciorog). Cele mai bine conservate sunt: Piemontul Budureasa (în Depresiunea Beiuş), Podul Osteanei (la nord de Ciucea, pe unde a curs Drăganul) şi Piemontul Şimleului (creat de Drăgan, Iad şi Crişul Repede). Se pare că totuşi piemonturile au fost bine dezvoltate pe toată latura vestică, aproximativ peste actuala fâşie a Dealurilor de Vest, în dacian-romanian, adică ceva mai devreme decât în sudul Carpaţilor, dar au fost apoi erodate până în bază şi transformate într-o fâşie de glacisuri de eroziune.

Piemonturile circumtransilvane nu au format, se pare, o fâşie unitară în nici una din etapele care au fost favorabile genezei acestor forme. De obicei se dezvoltau pe una sau două laturi carpatice, mai mult sub formă de mari conuri, acolo unde tectonica sau extinderea unor bazine hidrografice le erau favorabile. Primele piemonturi clare apar în burdigalian şi anume sub rama munţilor Perşani şi Făgăraş, dar şi pe un aliniament nordic ce pornea de la Cluj spre Jibou şi ajungea la Năsăud. Foarte extinse au fost însă piemonturile sarmaţiene de sub Carpaţii Orientali (echivalentul celui Moldav), distruse de formarea lanţului vulcanic Căliman-Harghita. O a treia etapă piemontană, din pliocenul superior, s-a extins pe laturile de est şi de vest ale Transilvaniei, sub formă de conuri ale unor râuri importante, cum au fost la Someşul Cald şi Rece la ieşirea din munte, la Ampoi (peste Dealul Bilag), la Mureş şi Bistriţa Bârgăului ş.a., care au fost ulterior total erodate. S-au păstrat însă urmele piemonturilor din poala Vulcanicilor de Nord, dezvoltate în depresiunile Lăpuş, Copalnic, Baia Mare şi Oaş (concomitente cu cele din arealul Crişurilor, care însă s-au menţinut numai izolat). În latura sudică, sub Meridionali, au rămas urme importante din conul piemontan al Cibinului (la Sibiu, în podul Dumbravei şi podul Şopa), conul Sadului şi Piemontul Bercu Roşu din depresiunea Săliştea de Sibiu, care sunt din villafranchian. Şi sub Munţii Făgăraşului există glacisuri-piemontane în două trepte, bine păstrate, dar ele s-au format dominant în timpul glaciaţiunii würm.

Piemonturile din depresiunile intracarpatice, ale căror urme se păstrează bine azi, sunt villafranchiene (Piemontul Sohodol care se dezvolta de sub Bucegi, prin golful Zărneşti, dar şi pe Timiş şi ale cărui pietrişuri cad, în Depresiunea Braşov, până la zero metri), sau glaciare. Există şi piemonturi mai vechi, cum ar fi pietrişurile de Sălătruc din Depresiunea Petroşani, dar care nu s-au impus în actualul relief. Extinderea piemonturilor depresionare se făcea de obicei dinspre o singură latură, dar puteau acoperi în final întreaga depresiune. Foarte extinse şi bine păstrate sunt piemonturile din Depresiunea Haţeg, din Depresiunea Braşov (Timiş, Săcele, Tărlung, Câmpul Frumos), apoi cele din depresiunile Ciuc-Gheorgheni (mai mult glacisuri piemontane), din Depresiunea Dornei–Piemontul Poenii, Depresiunea Oaş–Piemontul Negreşti-Oaş, piemonturile –glacisuri de pe rama maramureşeană a Vulcanicilor Nordici începând cu Piemontul Rodnei şi până la Săpânţa. În Banat au fost semnalate urme de piemonturi vechi în Depresiunea Bozovici, iar în Apuseni în Depresiunea Brad-Hălmagiu pe latura de sub Găina-Bihor.

Piemonturile din Câmpia Română şi Câmpia de Vest s-au format (cu excepţia celor cu strate de Cândeşti şi Frăteşti) în timpul pleistocenului, racordabile ca timp şi uneori ca trepte cu terasele din dealurile mărginaşe.

În Câmpia de Vest este vorba de Câmpia Carei (piemont clădit de Someş şi Tisa) şi de Câmpiile Mureşului (piemont complex clădit de Mureş, cu următoarele subunităţi: Câmpia Vingăi, Câmpia Nădlacului, Câmpia Aradului, Câmpia Jimboliei şi Câmpia Arancăi, ultima este subsidentă în prezent).

În Câmpia Română, în afara unor câmpii „getice", prelungiri ale Piemontului Getic (Sălcuţa, Leu-Rotunda, Boianu) şi de „frăteşti" (Burnas), apar şi două aliniamente de câmpii piemontane mai noi: Câmpia Târgovişte-Ploieşti (cu 2-3 trepte corespunzătoare celor mai tinere trei terase din Subcarpaţi) şi Câmpia joasă a Râmnicului (corespunde terasei 1 din Subcarpaţi şi a fost construită de râuri mici, mai important fiind Putna); urmează câmpiile piemontane terminale (la sud de fâşia subsidentă), în care intră câmpiile: Vlăsia şi Mostiştea (construite de Argeş, Dâmboviţa şi Ialomiţa), Padinei (construită de Buzău) şi vestul Câmpiei Brăilei (Câmpia Ianca, construită de Râmnicu-Sărat). La acestea se adaugă şi Câmpia Găvanu Burdea, o câmpie piemontană terminală construită pe un areal de subsidenţă în prelungirea teraselor 5-1 din Câmpia Piteştiului.

Sub Delta Dunării a fost identificat, prin foraje, un con piemontan villafranchian, depus se pare de Siret.

Bibliografie

Airinei Şt., Gheorghe C., Iancu M., Ilie I. (1965), *Consideraţii asupra evoluţiei geologice şi geomorfologice a Depresiunii Ciucului*, „Com. geol. SSNG", vol. III, Bucureşti.

Badea L. (1973), *Piemontul Getic (Concluzii la un studiu de geomorfologie regională*), Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti.

Bandrabur T., Giurgea P. (1968), *Contribuţiuni la cunoaşterea cuaternarului văii Siretului din regiunea Bacău-Roman*, D.S. Com. geol., vol. LI (1963-1968), p. 2, Bucureşti.

Barbu N., Ionesi L., Ionesi B. (1964), *Masivul Ciungilor, caracterizare geologico-geomorfologică*, Analele St. ale Universităţii Al. I. Cuza„ seria geol.-geogr., t. X, Iaşi.

Berindei I. (1965), *Dealurile piemontane din Ţara Beiuşului*. Studia Univ. Babeş-Bolyai, series geol.-geogr., fasc. 2, Cluj.

Bernard D. (1973), *Rôles des variations climatiques et eustatiques cuaternaires dans l'élaboration des piémonts maritimes du Levant espagnol*, Centrul de Multiplicare al Universităţii Bucureşti.

Bojoi I., Swizewski C. (1970), *Depresiunea Ţara Giurgeului. Harta geomorfologică*. „Analele St. Universităţii Al. I. Cuza, seria geografie", t. XVI, Iaşi.

Chiriac M. (1957), *Contribuţii la studiul petrografic al apţianului din Dobrogea*, „Anuarul Com. geol.", t. XXX, Bucureşti.

Ciupagea D., Paucă M., Ichim Tr. (1970), *Geologia Depresiunii Transilvaniei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Coteţ P. (1956), *Piemonturile de acumulare şi importanţa studiului lor*, *Probleme de Geografie*, vol. III, Bucureşti.

Coteţ P. (1957 a), *Depresiunea Zarandului (Observaţii geomorfologice)*. *Probleme de geografie*, vol. IV, Bucureşti.

Coteţ P. (1957 b), *Depresiunea Baia Mare (Observaţii geomorfologice)*, *Probleme de geografie*, vol. V, Bucureşti.

Coteţ P. (1969), *Suprafeţele geomorfologice înclinate de tip piemont, pediment, glacis şi studiul lor*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice, seria Geografie", t. XVI, nr. 2, Bucureşti.

Coteț P. (1970), *La genèse de la depression d'Oaş (Carpates Orientales)*, „Rev. Roum. de geol., geogr., série Géogr.", t. 14, nr. 1, Bucureşti.
David M. (1931), *Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamț şi Bacău*, „Bul. Soc. Rom. Geogr.", t. I, Bucureşti.
Donisă I. (1965), *Aspecte din evoluția văii Bistriței. Faza prepliocenă*. „Anal. St. ale Universității Iaşi", t. XI.
Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriței*, Editura Academiei R.S.R., Bucureşti.
Donisă I., Hârjoabă I. (1974), *Problema piemonturilor din Moldova*, „Analele Universității Al. I. Cuza", secția II-c, t. XX.
Ficheux R. (1929), *Remarches sur le réseau hydrographique du Bihor septentrional* (Munții Apuseni), Mem. Inst. Fr. en Roumanie, an. II, Bucureşti.
Ficheux R. (1933), *Bazinul Beiuşului*. „Bul. Soc. Rom. Geogr.", t. LI, Bucureşti.
Gârbacea V. (1956), *Piemontul Călimanilor*, „Studii şi cercetări geologice, geofizice, geografice", filiala Acad. R.P.R. din Cluj, an VII, fasc. 1-4.
Gârbacea V. (1963), *Dealurile Bistriței*, teză de doctorat, Cluj.
Grumăzescu Cornelia (1975), *Depresiunea Haţegului*. Editura Academiei R.S.R.
Grumăzescu H. (1957), *Contribuții la cunoaşterea deltelor continentale din R.P. Română*, „Analele Româno-Sovietice", seria geol.-geogr., nr. 3, Bucureşti.
Grumăzescu H. (1973), *Subcarpații dintre Câlnău şi Şuşița*, Editura Academiei R.S.R.
Hârjoabă I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei R.S.R.
Iancu M. (1956), *Câmpia piemontană Săcele din Depresiunea Bârsei. Studiu geomorfolgic, Probl. de geogr*., vol. III, 1956.
Iancu M. (1957), *Contribuții la studiul unităților geomorfologice din depresiunea internă a curburii Carpaților (Bârsa, Sf. Gheorghe, Tg. Secuiesc, Baraolt)*, *Probleme de geografie*, vol. IV, Bucureşti.
Iancu M., Ielenicz M. (1973), *Opinii în problema piemonturilor şi glacisurilor din Carpații de Curbură*, Centrul de multiplicare al Universității din Bucureşti.
Iancu M., Parichi M. (1971), *Observații geomorfologice şi pedologice în Piemontul înalt al Lipovei*, „Dări de seamă ale şedințelor", vol. LVII (1969-1970).
Iancu M., Velcea Valeria, Popescu Dida (1971), *Câmpia înaltă a Târgoviştei. Considerații de ordin geomorfologic*, „Bul. Soc. Şt. Geogr.", vol. I (LXXI), Bucureşti.
Ielenicz M. (1984), *Munții Ciucaş-Buzău*, Editura Academiei R.S.R.
Ionescu I.P. Argetoaia (1914), *Pliocenul din Oltenia*, „An. Inst. Geol. Rom.", vol. VIII, Bucureşti.
Istocescu D. (1970), *Studiul geologic al sectorului vestic al bazinului Crişul Alb şi al ramei munților Codru şi Highiş*, Teză de doctorat.
Liteanu E. (1961), *Aspectele generale ale stratigrafiei Pleistocenului şi geneticii reliefului din Câmpia Română*, „St. teh. econ.", seria E, nr. 5, Bucureşti.
Liteanu E., Bandrabur T. (1957), *Geologia câmpiei getice meridionale dintre Jiu şi Olt*, „An. Com. Geol.", vol. XXX, Bucureşti.
Liteanu E., Brandrabur T. (1959), *Geologia contactului morfologic dintre Subcarpaţi şi Câmpia Română, între râul Teleajen şi valea Budureasa*, „Studii şi cercetări geologice", t. IV, nr. 2, Bucureşti.
Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, „St. teh. econ.", seria H, nr. 1, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A., Andreescu I. (1967), *Cercetări privitoare la stratigrafia cuaternarului din regiunea de câmpie dintre râurile Teleajen şi Prahova,* „St. teh. econ.", seria H, nr. 3, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A., Andreescu I., Istrate Gh. (1967), *Succesiunile stratigrafice* d*in platforma Cotmeana*, „St. şi cerc. de geol"., t. 12, nr. 1.
Lupu N. (1937), *Contribuții la studiul fizic şi antropogeografic al regiunii subcarpatice din Bucovina, cunoscută în literatura geografică sub denumirea de bazinul Rădăuți*, „Lucr. Soc. Geogr.", D. Cantemir, 1, Iaşi.

Mac I. (1969), *Unităţile morfostructurale ale Subcarpaţilor transilvăneni dintre Mureş şi Olt*, „Lucr. Şt.", seria A, Inst. Pedagogic, Oradea.
Mac I. (1972), *Subcarpaţii Transilvaniei dintre Mureş şi Olt*. Editura Acad. R.S.R.
Mac I. (1973), *Les problèmes des piémonts sur le versant de l'ouest des montagnes Căliman-Gurghiu-Harghita*, Centrul de Multiplicare al Universităţii Bucureşti.
Mac. I., Tudoran P. (1971), *Geneza reliefului din latura vestică a Munţilor Zarand (Munceii Şiriei)*, „Studii şi cercetări de Geologie, Geofizică, Geografie, seria Geografie", 2, t. XVIII, Bucureşti.
Marosi P. (1968, 1969), *Principiile clasificării genetice a formaţiunilor piemontane şi a zonalităţii lor hidrogeologice, cu privire specială asupra teritoriului R.S. România* (I, II). „Studia Universităţii Babeş-Bolyai", seria geol.-geogr., nr. 2 (1968), nr. 1 (1969), Cluj.
Martiniuc C. (1946), *Problema unei regiuni subcarpatice a unităţilor geografice învecinate pe rama de vest a Munţilor Harghita-Perşani*, „Rev. geogr. ICGR", vol. III, nr. 4.
Martiniuc C. (1950), *Date geomorfologice în legătură cu Subcarpaţii româneşti*. Din lucr. I.C.G., t.VII, nr.2, Bucureşti.
Martiniuc C. (1956), *Cercetări geomorfologice în regiunea Baia-Suceava*. „St. Universităţii Al. I. Cuza", seria St. nat., t. II, fasc. 2, Iaşi.
Martiniuc C., Băcăuanu V. (1970), *Cercetări geomorfologice asupra părţii de sud a interfluviului Moldova-Siret*, „An. St. ale Universităţii Al. I. Cuza", t. XVI, secţ. II, C. Geografie, Iaşi.
Martonne Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, Paris.
Mateescu St. (1926), *Cercetări geologice în partea externă a curburii sud-estice a Carpaţilor Români*. *Districtul Râmnicul Sărat*, „Anuarul Inst. Geol. Rom.", vol. XII, Bucureşti.
Maxim Al. I. (1954), *Câteva observaţii asupra naturii şi genezei morfologice a bordurii de est a bazinului Beiuşului*, „Studii şi Cercet. Şt.", seria II, Acad. R.P.R., filiala Cluj, anul V, nr. 3-4, Cluj.
Mihăilescu N., Panin N., Cotescu L., Jipa D. (1967), *Transportul şi sedimentarea galeţilor din molasa conglomeratică albiană din Carpaţii Orientali*, „St. şi cerc. de geol., geogr.", seria geol., t. 12, nr. 1, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1945), *Piemontul Getic*, „Rev. geogr.", an. II, fasc. I-IV, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1957), *Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe baze geografice*, „Bul. St. Acad. R.P.R.", an. II, nr. 1, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1957), *Piemonturile*, „Comunicările Academiei R.P.R.", t. VII, nr. 1, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1960), *Piemontul înalt al Satului Lung*, „Com. Acad. R.P.R.", t. X, nr. 8, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1966), *L'état actuel de nos connaissances sur le relief des Carpates Roumaines pendant la Quaternaire*. „Geographia Polonica", 10, Warszawa.
Mihăilescu V. şi colab. (1950), *Ţara Oltului. Caracterizare geografică*, „Lucr. Inst de cerc.-geogr. al Acad. R.P.R.", Bucureşti.
Morariu T. (1961), *Podişul Târnavelor. Caracterizare şi raionare fizico-geografică*, „Studia Universităţii Babeş-Bolyai", series II, fasc. 1, Cluj.
Morariu T. şi colab. (1963), *Contribuţii la studiul fizico-geografic al văii Târnava Mică*, *Probleme de Geografie*, vol. X, Bucureşti.
Morariu T., Mihăilescu V. (1973), *La notion de piémont en géographie*, în vol. *Piemonturile*, Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti.
Mrazec L. (1898), *Quelques rémarques sur le cours des rivières en Valachie*, „Ann. Mus. Geol. de Bucarest", 1896, Bucureşti.
Mrazec L. (1900), *Contribution à l'étude de la dépression subkarpatique*, „Bul. Soc. De Sc." VII, Bucureşti.
Murgoci Gh. (1907), *La plaine roumaine et la vallée du Danube*, Congr. Intern. Petrole, III, Sess. Guide 5, art. 1, Bucureşti.

Murgoci Gh. (1910), *The climate in Romania and vicinity in the late quaternary times*, C.R. du XI-e Congr. Inter. de geol., Stokholm.
Naum Tr. (1967), *Piemonturile din Ţara Dornelor*, „Anal. Universităţii Bucureşti", seria St. nat., geol.-geogr., nr. 1.
Nicolae Al. Rădulescu (1973), *Caractères économiques-géographiques des piémonts de la R.S. Roumanie*, Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
Niculescu Gh. (1960), *Câmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce (observaţii geomorfologice)*, *Probl. de geogr*., vol. VII, Bucureşti.
Niculescu Gh. (1965), *Reconstituirea unui piemont cuaternar în Subcarpaţii Teleajenului*. „St. şi cerc." nr. 2, Bucureşti.
Orghidan N. (1929), *Observaţii morfologice în regiunea Braşovului. Bazinul Vlădeni*. Ţara Bârsei, nr. 3, Braşov.
Panin N., Mihăilescu N., Jipa D., Contescu L. (1963), *Asupra modului de formare a conglomeratelor de Bucegi*, „Asoc. geol. carp.-balc.", Congr. V, Bucureşti, vol. III, nr. 2.
Paraschiv D. (1965), *Piemontul Cândeşti*, „St. teh. econ.", seria H, nr. 2.
Paucă M. (1935), *Le bassin neogen de Beiuş*, „Ann. Inst. Geol. Roum.", vol. XVII, Bucureşti.
Paucă M. (1937), *Cercetări geologice în bazinele neogene din nordul Ardealului*. „D.S Com. geol.", XXXVII, Bucureşti.
Paucă M. (1942), *Asupra reţelei hidrografice şi morfologiei regiunii de la curbura de sud-est a Carpaţilor*, „Rev. Geogr., Rom.", V, Bucureşti.
Paucă M. (1954), *Neogenul din bazinele externe ale munţilor Apuseni*, „An. Com. geol.", XXVII, Bucureşti.
Paucă M. (1955), *Sedimentarul din regiunea eruptivă de la nord şi est de Baia Mare*, „Dări de seamă ale Com. geol.", vol. XXXIX.
Paucă M. (1964), *Bazinul neogen al Silvaniei*, „An. Com. geol.", vol. XXXIV/1, Bucureşti.
Paucă M., Clemens A. (1964), *Vârsta pietrişurilor piemontane din regiunea de sud a bazinului Silvaniei*, „D.S. Com. geol.", t. L/1, Bucureşti.
Popescu Dida (1966), *Aspecte geomorfologice în zona Subcarpaţilor cuprinşi între valea Vărbilăului şi valea Teleajenului*, „Anal. Universităţii din Bucureşti", seria St. nat., geol.-geogr., nr. 1.
Popescu N. (1990), *Ţara Făgăraşului,* Editura Academiei Române.
Popp N. (1935), *Din morfologia Carpaţilor, cu privire specială asupra zonei subcarpatice*, „Bul. Soc. Rom., Geogr.", LIV, Bucureşti.
Posea Gr. (1957), *Regionarea geomorfologică a bazinului Lăpuş*, „Bul. Universităţii Babeş-Bolyai", seria St. nat., nr. 1, Cluj.
Posea Gr. (1959), *Piemonturile din Ţara Lăpuşului*, *Probl. de geogr*., vol. VI, Bucureşti.
Posea Gr. (1962 a), *Ţara Lăpuşului*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1962 b), *Aspecte de relief din jurul Clujului*, „Anal. Universităţii Bucureşti", seria „St. nat., geol.-geogr.", nr. 32.
Posea Gr. (1967 a), *Les dépresions Sibiu et Sălişte*. Guide des éxcursions. Symp. Intern. Geom. appliquée, Bucureşti.
Posea Gr. (1967 b), *Antecedenţă şi captare la văile transversale carpatice*, „Lucr. Şt.", nr. 1, Inst. Ped., Oradea.
Posea Gr. (1968), *Problema Subcarpaţilor în Transilvania*, „Natura", seria geol., geogr., nr. 4.
Posea Gr. (1969), *Depresiunea Sălişte*, „St. şi cerc. geol., geof., geogr.", seria geografie, t. XVI, nr. 1, Bucureşti.
Posea Gr. (1981), *Depresiunea Braşovului*. „Anal. Universităţii Bucureşti", Geografie.
Posea Gr. (1984), *Le systéme génétique-evolutif de la Plaine Roumanie*. „Rev. GGG Geogr.", t. 28, Editura Academiei R.S.R.
Posea Gr. (1987), *Tipuri de relief major în Câmpia Română, importanţa practică*, „Terra" 3.
Posea Gr. (1993), *Subcarpaţii Mătăului*, St. şi cerc. de Geogr., t. XXXIX, Editura Academiei.

Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*. Editura Fundației *România de Mâine*, București.
Posea Gr. (1998), *Suprafețele de nivelare în Munții Piatra Craiului-Baiu (Carpații de Curbură)*, „An. Universității *Spiru Haret*, seria geografie", nr. 1.
Posea Gr., Valeria Velcea (1964), *The piemonts as a stage in the denudation of the Romanian Carpathians*, „Rev. roum. geogr.", t. 8, Bucureşti.
Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1970), *Geomorfologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N. (1973), *Piemonturile din România*, Centrul de multiplicare al Universității Bucureşti.
Rădulescu C., Samson P., Mihăilă N., Kovács Al. (1965), *Contributions à la connaissance des faunes de Mamifères pleistocene de la Depression de Braşov (Roumanie)*, Eiszeitalter und Gegenwort, B. 16.
Rădulescu I. (1956), *Observații geomorfologice în Câmpia piemontană Piteşti*, „Anal. St. Universității Bucureşt"i, nr. 10.
Rădulescu N. (1937), *Vrancea, geografie fizică şi umană*, Bucureşti.
Sârcu I. (1953), *Piemontul Poiana-Nicoreşti*, „St. şi cerc. şt. Acad. R.P.R.", filiala Iaşi, vol. IV, fasc. 1-4.
Savu Al. (1965), *Aspecte de relief în Depresiunea Şimleului*, *Com. de geogr*., „SSNG", vol. III, Bucureşti.
Savu Al., Berindei Ign. (1973), *Les piédmonts ouest–aspects de la genèse et d'evolution*, Centrul de Multiplicare al Universității Bucureşti.
Savu Al., Tudoran P. (1969), *Aspecte ale evoluției reliefului şi rețelei hidrografice în Depresiunea Baia Mare*, „Lucr. Şt.", seria A, Inst. Ped., Oradea.
Sficlea V., Barbu N. (1956), *O nouă interpretare a suprafeței de eroziune Câmpuri-Rugetu*, „An. St. Universității Al. I. Cuza", secț. II, An. II.
Sficlea V., Barbu N. (1957), *Observații fizico-geografice asupra raionului Panciu*, *Probl. de geogr*., IV.
Stănescu I., Swizewski C., Văcărașu Iulia, Sficlea V. (1980), *Masivul Ceahlău, Țara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurluiului*, volum, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică.
Tricart J. (1973), *Rôles respectifs de la tectonique et du climat dans la genèse de piémonts*, Centrul de Multiplicare al Universității Bucureşti.
Tufescu V. (1946), *Confluențele şi formarea luncilor Siretului şi Prutului*, „Rev. geogr.", ICGR, III, 1-3, Bucureşti.
Tufescu V. (1966), *Subcarpații şi depresiunile marginale ale Transilvaniei*, Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Tufescu V. (1968), *Subcarpații*, Editura Ştiințifică, Bucureşti.
Tufescu V., Martiniuc C., Şandru I. (1973), *Piemontul Moldovei*, Centrul de multiplicare al Universității Bucureşti.
Vâlsan G. (1916), *Câmpia Română*, „Bul. Soc. Rom. Geogr.", t. 36, Bucureşti.
Velcea I. (1973), *Le Piémont Getic. Conclusions géo-économiques d'une étude de géographie régionale*, Centrul de multiplicare al Universității Bucureşti
Vespremeanu E. (1998), *Pedimente, piemonturi şi glacisuri în Depresiunea Mureşului de Jos*, Editura Universității Bucureşti.
Xavier de Planhol (1973), *Géographie Roumaine comparée des piémonts de la zone eremienne*, Centrul de multiplicare al Universității Bucureşti.
x x x (1960), *Monografia geografică a R.P.R.*, Editura Academiei, Bucureşti.

Capitolul IX

GLACISURILE ŞI PEDIMENTELE

În România, ca şi în vestul Europei sau în SUA, termenii de glacis, pediment şi piemont au fost folosiți inițial în mod ambiguu (vezi un istoric la Gr. Posea, 1968, şi E. Vespremeanu, 1998). Studii genetice concrete pentru glacisuri au început în 1959 şi 1962 (Posea, 1959 şi 1962; Posea şi Gârbacea, 1961), iar pentru pedimentele semifuncționale numai în 1980 (Posea, 1980). „Aprofundarea noțiunii de glacis în România se datorează lui Gr. Posea" (E. Vespremeanu, 1973, p. 51). S-a ajuns destul de repede şi la generalizări şi sinteze (Posea, 1968, Posea şi colab. 1974, *Geografia României*, vol. I, 1983). O contribuție aparte a fost adusă prin precizarea diferențierii esențiale dintre glacisuri şi pedimente (vezi Posea, 1983 şi 1997 b), ca două stadii evolutive, succesive, în mersul spre pediplenă, cu unele excepții (glacisoplenele care nu mai trec prin faza de pediment).

Glacisurile sunt fâşii de teren, alungite şi netede, uşor înclinate în partea inferioară şi cu pantă tot mai accentuată în partea superioară, care fac racordul între un abrupt şi o suprafață relativ orizontală (câmpie, depresiune, terasă, luncă etc.). *Pedimentele* sunt suprafețe similare dar dispuse circular sau elipsoidal în jurul unor înălțimi izolate, de forma unor mici munți insulari (inselberguri), cioturi înalte stâncoase, sau cupole de forma unor coline rotunde ori a unor movile foarte mari. Ambele se formează obişnuit prin degradarea versanților abrupți şi golaşi, care se retrag paralel cu ei înşişi, lăsând la bază o pantă lină, glacisul sau pedimentul. Ambele, dar mai ales pedimentele, se dezvoltă larg şi tipic în climate semiaride şi aride; incipient însă apar şi sub alte climate.

Toate suprafețele vechi de eroziune s-au format prin procese de glacisare sau pedimentare, în perioade îndelungate de timp. Glacisurile şi pedimentele care se păstrează în relieful actual aparțin însă, în bună parte, sfârşitului pliocenului şi cuaternarului, mai ales villafranchianului arid, apoi fazelor glaciare şi unor faze interglaciare aride. În principal sunt glacisuri de eroziune.

Glacisurile

Au o importanță aparte, suprafața lor fiind despărțită (în special glacisurile cuaternare) şi ocupată de viță de vie, pomi, păşuni sau fânețe, dar deasupra rămânând pădure. Pe multe glacisuri se înşiruie aşezări.

În prezent se întâlnesc fâşii de glacisuri de eroziune dispuse sub majoritatea abrupturilor montane sau deluroase, la contactul muntelui cu depresiunile sau unitățile colinare, la contactul câmpiilor cu reliefurile mai înalte şi, în Moldova şi Transilvania, la contactul luncilor cu versanții.

După vârstă şi sistemul geomorfologic dominant, glacisurile din România au fost grupate astfel: preglaciare, pleistocene (glaciare şi interglaciare) şi holocene (*Relieful României*, 1974 şi *Geomorfologie,* 1976). În Carpați se păstrează, foarte rar, şi urme din cele mio-pliocene, iar pe marginea depresiunilor de contact cu muntele apar glacisuri de

eroziune villafranchiene (sau echivalente), corelate cu piemonturile din depresiuni. Cele mai multe sunt glacisurile pleistocene, dezvoltate atât în timpul glaciarelor (dezagregări periglaciare pe abrupturi, care lăsau la bază glacisuri), cât şi în interglaciare, dar prin alte procese (denudare, alunecări). Între acestea s-au remarcat, mai recent, şi glacisurile înguste dezvoltate lateral faţă de limbile glaciare din würm (Posea, 1981, *O singură glaciaţiune în Carpaţi*), considerate mai înainte ca resturi ale unor văi glaciare din riss. De asemenea, sunt de amintit racordările făcute între terasele din Dealurile Vestice şi Subcarpaţi, cu treptele de glacisuri din Câmpia de Vest (Măhăra, 1977, Posea 1983 şi 1997) şi din Câmpia Română (Posea, 1987).

Ca *formă şi geneză* glacisurile sunt foarte variate: prispe în rocă dură la piciorul muntelui, conuri de eroziune, glacisuri detritice, proluviale, coluviale, aluviale sau de acumulare (glacisuri-piemont), realizate prin alunecări, de solifluxiune, glacisuri-terase, terase-glacis (tipice în Depresiunea Braşov) ş.a. În multe cazuri sunt glacisuri mixte (aluviale-proluviale-coluviale în partea inferioară şi de eroziune în partea superioară).

După treapta de relief în care se găsesc în prezent apar trei tipuri: carpatice, deluroase şi de câmpie.

- *În munte* există glacisuri vechi transformate în nivele de umeri, glacisuri periglaciare şi glacisuri-pedimente ca cel din Şatra (fig. 29).

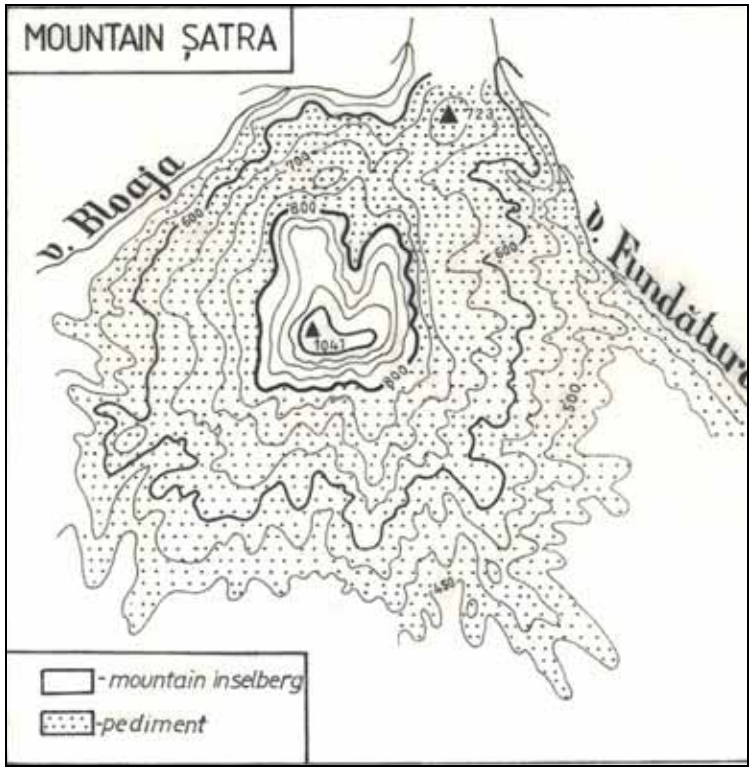


Fig. 29 – Pedimentul Şatra (Munţii Lăpuşului)

- *Glacisurile din treapta depresionaro-colinară* sunt mult mai variate şi mai extinse din cauza alternanţei rocilor moi cu altele mai dure. Se subdivid în mai multe categorii: a) *glacisurile de pe rama depresiunilor* se găsesc mai ales la contactul cu

muntele, dar uneori şi sub abrupturile dinspre dealuri; au început să se dezvolte o dată cu conturarea depresiunilor (echivalentul nivelului doi de umeri de vale din Carpaţi) şi unele continuă să evolueze şi în prezent. În interiorul podişurilor sau dealurilor apar şi: b) *glacisuri de front structural* şi c) *glacisuri de vale*. Primele sunt situate sub stratele mai dure care impun fronturi de cueste, sub fronturi de conglomerate etc. (exemplu, sub Culmea Breaza sau sub cuestele din Moldova şi Transilvania). Celelalte, de vale, se extind sub frunţile teraselor (*glacisuri de terasă*), în prelungirea unei lunci (*glacis de luncă*), sau contribuie la lărgirea exagerată a unor văi fără terase şi se numesc *glacisuri de vale (propriu-zise)*; ultimele două pot fi văzute pe văile scurte şi largi din Transilvania, care au fundul total înierbat, dar şi la contactul luncilor din văile principale cu versanţii, multe dintre ele fiind ocupate de sate de glacis, ca cele de pe Bârlad.

Unele dintre glacisurile de pe rama depresiunilor se etajează sau au fost retezate, prin adâncirea văilor, sub forma unor frunţi prelungi dând impresia de terase; sunt *terase-glacis* sau *glacisuri-terase* (după ponderea pe care a avut-o râul sau procesul de glacisare în formarea acestor trepte), ca cele din Golful Vlădeni al Depresiunii Braşovului. Chiar mai mult, o parte din terasele IV şi V din arealele colinare au avut, în parte, caracter de glacis. Cele mai extinse astfel de glacisuri se găsesc în Transilvania, Podişul Moldovei, urmate de Dealurile Vestice şi Subcarpaţi.

- *Glacisurile de pe rama câmpiilor* s-au extins în interiorul dealurilor din apropiere, prin retragerea versantului acestora în folosul câmpiei. Uneori, aceste glacisuri sunt foarte extinse, formând câmpii înalte subcolinare. În Câmpia de Vest sunt trei feluri de câmpii de glacisuri (Posea, 1997, p. 211): a) glacisuri înguste şi fără trepte, situate sub rama Podişului Silvaniei şi care aparţin Câmpiei Someşului (Câmpia Ardudului şi Câmpia Tăşnadului); b) în Câmpia Crişurilor apare cea mai complexă situaţie: glacisul Barcăului (o poală prelungă de eroziune areolară, care s-a dezvoltat în locul teraselor), glacisul Bihariei (un con plat, de tip poală piemontană), glacisurile dintre Crişuri (câmpiile Miersig şi Cermei) care se compun din 3-4 trepte (fig. 30) echivalente cu lunca înaltă şi cu terasele 2-4 din dealuri (terasa 1 nu are echivalent în glacis, iar glacisul echivalent cu terasa 5 rămâne în dealuri) şi Câmpia Tauţi care este circa 50% piemont, restul terase, terase glacisate, glacisuri şi lunci; c) Câmpia de glacis piemontan a Bârzavei (Posea, 1977, p. 50 şi 305) provine, caz unic, dintr-o veche suprafaţă de eroziune piemontană situată la poala Apusenilor şi a Munţilor Dognecea, din care prin înălţare şi fragmentare au provenit Dealurile de Vest, cu excepţia Câmpiei Bârzavei care a rămas neînălţată şi deci cu aspect de câmpie.

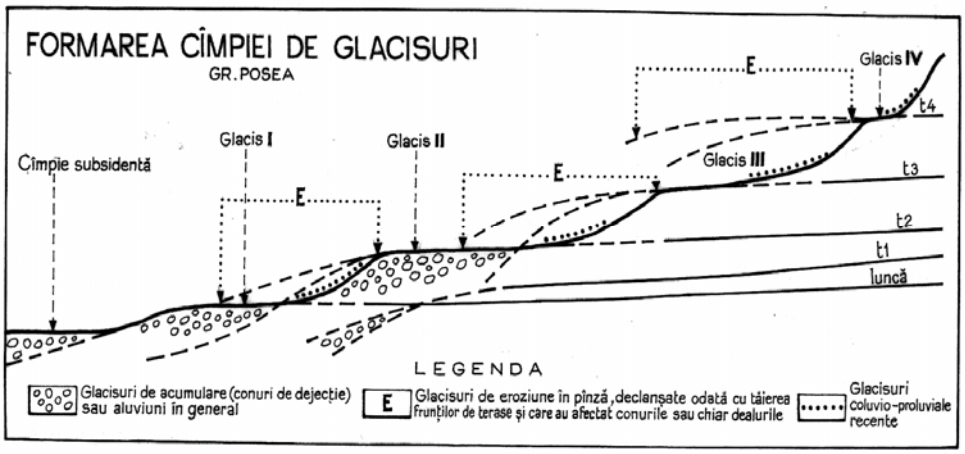


Fig. 30 – Formarea câmpiei de glacisuri în Câmpia Crişurilor

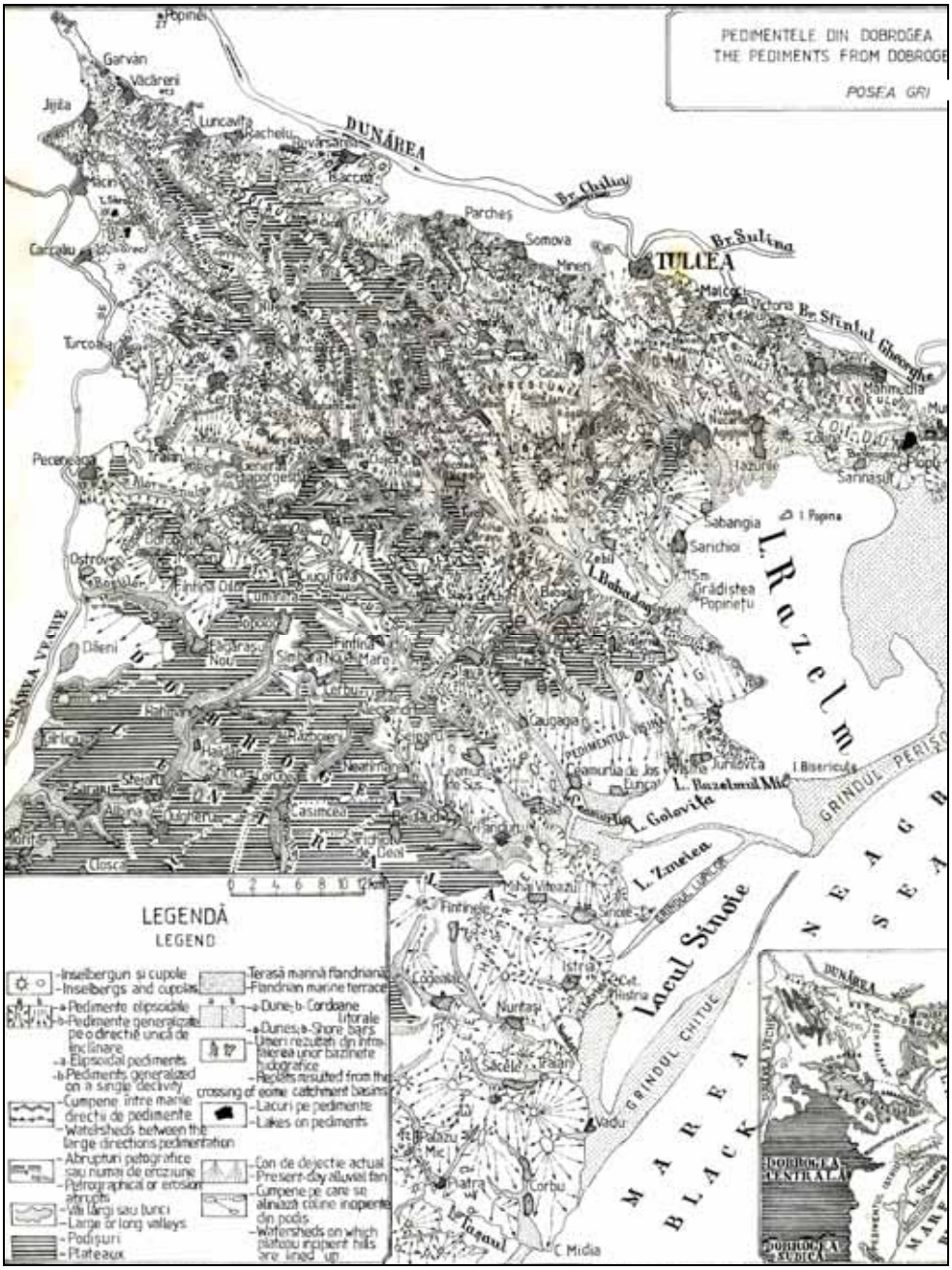


Fig. 31 – Pedimentele din Dobrogea de Nord şi Centrală

Fig. 32 – Pedimentele din zona Tulcea – Babadag (Legenda ca la fig. 31)

În Câmpia Română, apar alte trei situații: Câmpia de glacis a Istriței (un glacis fără trepte, de eroziune în partea superioară şi cu conuri proluviale spre aliniamentul căii ferate şi al şoselei), Câmpia înaltă a Râmnicului (o glacisare îndelungată, echivalentă cu terasele 5-2 din Subcarpați, dar care nu a impus şi trepte evidente de glacis) şi Câmpia Covurluiului (pare a proveni din glacisarea unor terase anterioare ale Bârladului şi Prutului).

Pedimentele

Sub forma lor tipică se găsesc azi numai în Dobrogea de Nord şi Centrală (fig. 31) fosilizate de o pătură groasă de loess şi detritus (Posea, 1980 b). Un stadiu foarte avansat al pedimentării, aproape o pediplenă, se întâlneşte în aşa-numita *Depresiune Nalbant*. În această depresiune-pediplenă apar pedimente largi, circulare sau elipsoidale, dispuse în jurul unor inselberguri sau cupole colinare; cel mai tipic este inselbelgul Dealul Mării (Denistepe 270 m). Mai la est de el se află grupul de inselberguri şi pedimente numite *Colinele Cataloilui şi ale Dunavățului*. În vestul Nalbantului se extinde *Podişul Niculițelului* şi apoi *Munții Măcinului* care au fost şi ei puternic afectați, pe toate laturile, de procesul de pedimentare, cu izolarea a numeroase inselberguri. Menționăm, ca mai dese şi mai tipice, pe cele din lungul văii Taița sau din Depresiunea Cerna (în vest).

Pe latura dunăreană din nord, pedimentele se încorporează unei fâşii largi, ce îmbracă aspect de glacis – *Glacisul Nord-Dobrogean*. Şi *Podişul Babadagului* este înconjurat de pedimente, inselberguri şi cupole, mai ales în est (Depresiunea Baia, până la cetatea Enisala), pe latura nordică şi în vest (fig. 32).

Dobrogea Centrală are pedimente şi cupole (mai teşite) numai în est (Podişul Istriei) şi mai puțin dezvoltate în vest.

Toate aceste pedimente s-au format, se pare, în timpul villafranchianului arid.

Pe latura dunăreană (de la Măcin până la Dunavăț) poalele unor pedimente au fost retezate de Dunăre la altitudini variate, dând impresia unor frunți de terase. Aceasta a făcut pe unii autori să „găsească" aici 4-5 terase dunărene şi marine, fapt infirmat de Gr. Posea (1980, *Terase marine în Dobrogea* ?)

Bibliografie

Băcăuanu V., Donisă I. (1989), *Le rôle de la glacisation dans le modelé du relief du Plateau Moldave*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 33.

Birot P., Dresch J. (1966), *Pédiments et glacis dans l'Ouest des États-Units*, „Annales de Géogr."

Brânduş C. (1981), *Subcarpații Tazlăului. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti

Coteț P. (1969), *Suprafețe geomorfologice de tip piemont, pediment, glacis şi studiul lor*, „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XVI, 2.

Gârbacea V. (1979), *Glacisul submontan al Gurghiului*, „St. şi cerc. de G.G.G., Geogr.", XXVI.

Lupaşcu Gh. (1996), *Depresiunea subcarpatică Cracău-Bistrița*, Editura Corson, Iaşi.

Mac. I. (1972), *Subcarpații transilvăneni, dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Martonne Emm. de (1902), *La Valachie*, Paris.

Martonne Emm. de (1924), *Excursions géographiques de l'Institut de géographie de l'Université de Cluj en 1921*, „Lucr. Inst. Geogr.", Cluj, I (1922).

Măhăra Gh. (1977), *Câmpia Crişurilor*, volum, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Pop Gh. (1962), *Istoria morfogenetică a vechii suprafețe de eroziune Farcaş, din Munții Gilăului (Munții Apuseni)*, „Studia Universității Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.", VII.

Popescu N. (1988), *Relieful de pedimente din partea de vest a Munţilor Măcin*, „Anal. Universităţii Bucureşti, seria geografie", an XXXVII.
Popp N. (1939), *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova*, „Stud. cerc. geogr., SRRG", III, Bucureşti.
Posea Gr. (1959), *Piemonturile din Ţara Lăpuşului*, *Probl. geografie*, VI.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu de geomorfologie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1967), *Depresiunea Sibiu şi Sălişte*, în *Guide des excursions*, Simpozionul de geomorfologie aplicată, Bucureşti.
Posea Gr. (1968 a), *Sur la présence des glacis en Roumanie*. „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 12, 1-2.
Posea Gr. (1968 b), *Glacisurile şi unele aspecte din România*, „Anal. Şt. Universităţii Bucureşti, Geol.-Geogr.", XVII, 1.
Posea Gr. (1968), *Depresiunea Sălişte*, „St. şi cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XV, 1.
Posea Gr. (1980 a), *Terase marine în Dobrogea ?*, „Terra", XII (XXXII), 3.
Posea Gr. (1980 b), *Pediments in Romania*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 24.
Posea Gr. (1981a), *O singură glaciaţiune în Carpaţi*, „St. cerc., GGG, Geogr.", t. XXVIII, 1.
Posea Gr. (1981b), *Depresiunea Braşovului*, „Anal. Universităţii Bucureşti, Geografie", XXX.
Posea Gr. (1983), *Pedimentele din Dobrogea*, în vol. *Sinteze geografice*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Posea Gr. (1987), *Tipuri ale reliefului major în Câmpia Română – importanţa practică*, „Terra", XIX (XXXIX), 3.
Posea Gr. (1997a), *Câmpia de Vest a României*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Posea Gr. (1997b), *Pedimente şi glacisuri*. „Revista de geomorfologie, I, A.G.R.", Bucureşti.
Posea Gr., Gârbacea V. (1961), *Depresiunea Bozovici*, *Probl. geografie*, VIII.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1970), *Geomorfologie generală*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României* (cap. *Glacisurile*), Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1976), *Geomorfologie*, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.
Tufescu V. (1947), *Problema platformelor de eroziune*, în vol. *Cursuri 1945-1946*, Inst. de cerc. Geografice al României, Bucureşti.
Vespremeanu E. (1973), *Problemele suprafeţelor de nivelare de tip pediment şi glacis*, în vol. *Realizări în Geografia României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Vespremeanu E. (1998), *Pedimente, piemonturi şi glacisuri în Depresiunea Mureşului de Jos*. Editura Universităţii Bucureşti.
x x x (1970), *Probléms of the Relief Planation,* Akademiai Kiado, Budapest.

Capitolul X

RELIEFUL STRUCTURAL

Aspecte generale – categorii

Relieful structural are o dominantă importantă în Carpaţi, podişuri şi dealuri. Aceasta se explică îndeosebi prin tinereţea relativă a actualului relief al României – finisat în ciclul alpin, cu precădere la sfârşitul pliocenului şi în cuaternar – dar şi prin varietatea structurilor care apar la zi.

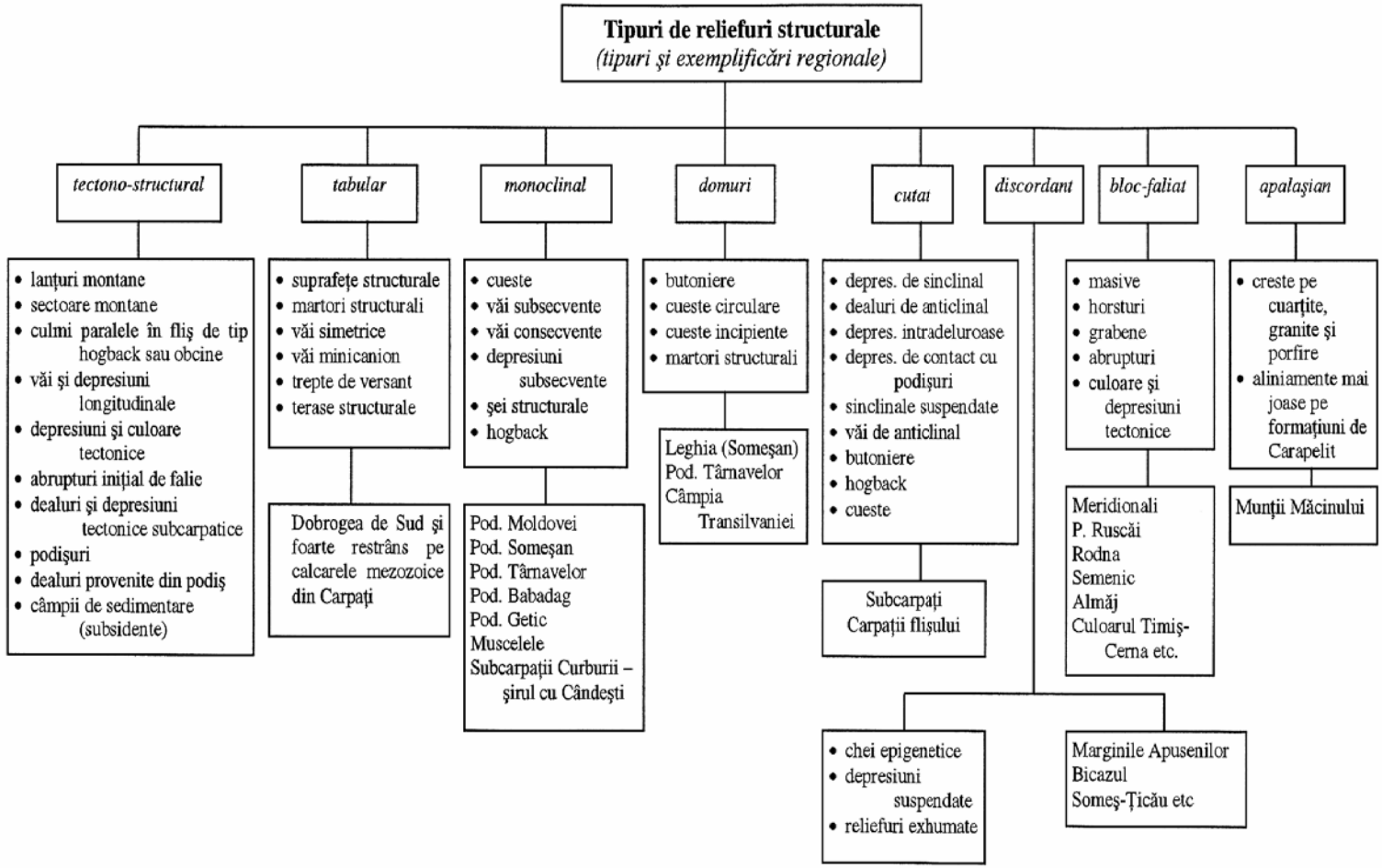
Relieful structural poate fi tratat pe trei categorii: relief major tectono-structural, tipuri generale de forme structurale şi peisaje structurale, ultimele au şi o abordare regională.

- **Relieful tectono-structural al României** se referă la *treptele majore de relief* (munţi, dealuri, podişuri , câmpii) care au fiecare o altă structură şi alt stil morfo-tectono-structural de bază şi care au apărut în perioade geologice tot mai noi. Astfel:

- *Carpaţii* au o structură de orogen, diversificată pe ramuri sau fâşii longitudinale care se impun şi în relief; principalele forme care rezultă sunt: masive bloc, uneori de tip horst rotund (Poiana Ruscăi) sau alungit (vestul şi nordul Apusenilor, în oarecare măsură şi Bihorul, Muntele Mare, apoi Semenic, Almăj, Rodna), abrupturi mari care la origine sunt pe falii (dar evoluate ulterior prin eroziune), depresiuni şi culoare cu caracter de grabene sau semigrabene (Bozovici, Timiş-Cerna, Culoarul Mureşului, Depresiunea Haţeg, Petroşani etc.). Munţii vulcanici formează o categorie aparte (vezi şi tabelul şi p. 178);

- *Subcarpaţii* au structură de avanfosă cutată reprezentată în principal prin sinclinale largi şi anticlinale mai înguste, care determină şiruri de dealuri de anticlinal şi aliniamente depresionare de sinclinal; în cadrul lor se întâlnesc însă şi structuri monocline (Muscelele Argeşului, la care se adaugă Muscelele Năsăudului, precum şi şirul dealurilor de pe formaţiunile de Cândeşti de la exteriorul Subcarpaţilor dintre Trotuş şi Slănicul de Buzău), dar şi pintenii montani de la Curbură. Celelalte forme „structurale" sunt provocate de eroziunea diferenţială şi nu de tectonică (exemplu butonierele, sinclinalele suspendate, cuestele etc.);

- *podişurile* se caracterizează fie prin netezimea peneplenelor de soclu (Dobrogea Centrală şi în parte cea de Nord), fie prin structura cuasiorizontală a stratelor sedimentare care aflorează la suprafaţă, la care se adaugă şi influenţe tectonice de adânc (Podişul Moldovei, Dobrogea de Sud, Podişul Transilvaniei, Podişul Getic) şi, un caz special, Podişul Mehedinţi care are la zi structură carpato-alpină nivelată. Podişul Moldovei, cu strate monocline, suportă ca influenţă de adânc o înălţare a sectorului Central Moldovenesc, ce se continuă până la Nistru, precum şi o lăsare în sud („depresiunea" Bârladului). Dobrogea de Sud stă pe o pediplenă precambriană care a impus şi netezimea sa (orizontalitatea stratelor sedimentare). Podişul Transilvaniei are fundament de orogen, cu o lăsare la nord de falia Plopişului unde a apărut „sinclinoriul" Podişului Someşan (monoclin în sud şi nord), cu un monoclin marginal (chiar cute) sub munţi, apoi cute adesea diapire, iar pe centru domuri şi sinclinale. Podişul Getic resimte o înălţare mai mare în nord, iar cel Mehedinţean are la zi două benzi cristaline despărţite de una sedimentară calcaroasă;


Tipuri de reliefuri structurale
(tipuri şi exemplificări regionale)
tectono-structural
• lanţuri montane
• sectoare montane
• culmi paralele în fliş de tip hogback sau obcine
• văi şi depresiuni longitudinale
• depresiuni şi culoare tectonice
• abrupturi iniţial de falie
• dealuri şi depresiuni tectonice subcarpatice
• podişuri
• dealuri provenite din podiş
• câmpii de sedimentare (subsidente)
tabular
• suprafeţe structurale
• martori structurali
• văi simetrice
• văi minicanion
• trepte de versant
• terase structurale
Dobrogea de Sud şi foarte restrâns pe calcarele mezozoice din Carpaţi
monoclinal
• cueste
• văi subsecvente
• văi consecvente
• depresiuni subsecvente
• şei structurale
• hogback
Pod. Moldovei
Pod. Someşan
Pod. Târnavelor
Pod. Babadag
Pod. Getic
Muscelele
Subcarpaţii Curburii – şirul cu Cândeşti
domuri
• butoniere
• cueste circulare
• cueste incipiente
• martori structurali
Leghia (Someşan)
Pod. Târnavelor
Câmpia Transilvaniei
cutat
• depres. de sinclinal
• dealuri de anticlinal
• depres. intradeluroase
• depres. de contact cu podişuri
• sinclinale suspendate
• văi de anticlinal
• butoniere
• hogback
• cueste
Subcarpaţi
Carpaţii flişului
discordant
• chei epigenetice
• depresiuni suspendate
• reliefuri exhumate
Marginile Apusenilor
Bicazul
Someş-Ţicău etc
bloc-faliat
• masive
• horsturi
• grabene
• abrupturi
• culoare şi depresiuni tectonice
Meridionali
P. Ruscăi
Rodna
Semenic
Almăj
Culoarul Timiş-Cerna etc.
apalaşian
• creste pe cuarţite, granite şi porfire
• aliniamente mai joase pe formaţiuni de Carapelit
Munţii Măcinului

- *câmpiile* reprezintă suprafaţa unor bazine de sedimentare lacustro-fluviatile ieşite recent de sub ape şi nedepăşind altitudinea de 200 m. Nivelul lor se impune ca suprafaţă de acumulare, dar sculptată ulterior în terase, lunci şi glacisuri. Ca influenţe tectonice, pe prim plan stă subsidenţa din fâşia Titu-Sărata-Siretul Inferior şi unele uşoare înălţări la limita cu Subcarpaţii, dar şi în Burnas (reflex al înălţării nord-bulgare).

- **Tipurile generale de forme structurale**. În spaţiul românesc se întâlnesc toate tipurile generale de forme structurale, deoarece există o mare varietate de structuri care aflorează. Acestea apar pe areale mici sau se repetă pe spaţii foarte mari, de rang regional, impunând acestora un anume „peisaj structural". De asemenea, fiecare tip poate apărea diversificat ca forme structurale şi ca stadiu de evoluţie: creste, văi subsecvente etc., sau forme incipiente, foarte bine dezvoltate, alteori estompate (de către eroziunea nivelatoare şi de strate mai moi), sau cu o impunere petrografică (tipul apalaşian).

Tipurile generale şi formele specifice fiecărei structuri şi arealele dominate de ele sunt indicate în schiţa alăturată. Cele cu extindere mai mare, care dau şi peisaje morfostructurale, le vom descrie mai jos.

- **Peisajele structurale** sunt dominate de anumite tipuri de forme. Ele apar ca specifice pentru majoritatea podişurilor (sau pentru subregiuni ale lor), pentru Subcarpaţi, apoi în Carpaţii flişului (estompate adesea de suprafeţele de nivelare, uneori şi de formele petrografice) şi oarecum în Carpaţii formaţi din mai multe blocuri cristaline alăturate. Acestea pot fi tratate în studii regionale separate. Un singur exemplu, peisajul de cueste şi formele asociate lor sunt specifice pentru podişurile Bârladului, Someşan ş.a. Acesta este cel mai extins relief structural, afectând total sau parţial toate podişurile, formând adevărate peisaje structurale.

Relieful structural din podişuri

Podişul Moldovei

Au efectuat studii în privinţa reliefului structural o serie de autori: *M. David* (1922, 1924), *Emm. de Martonne* (1924), *V. Tufescu* (1937), *Natalia Şenchea* (1943), *V. Băcăuanu* (1968), *I. Sârcu* (1956), I. Ioniţă (2000) ş.a., iar un studiu general se găseşte în „Relieful României" (1974, de *Gr. Posea şi colab.*).

Este podişul cu cel mai reprezentativ şi mai extins relief de cuestă, sau după cum spunea *Emm. de Martonne*, „cel mai caracteristic element de relief", aici apărând „marile coaste ale Moldovei extracarpatice" (*M. David*).

În afară de cueste, reprezentate prin frunţi şi suprafeţe structurale, se găsesc şi văi structurale, depresiuni subsecvente şi înşeuări structurale.

Suportul care impune acest relief este dat de monoclinul stratelor badenian-romaniene, cu orientare generală către sud-est, uneori cu oarecari ondulări locale, şi de alternanţa de strate dure (calcare oolitice sarmatice, mai puţin gresii sarmatice, uneori conglomerate, unele cineritice badeniene, tufuri andezitice în Câmpia Moldovei şi cinerite meoţiene în Colinele Tutovei) cu strate moi (nisipuri, marne, argile).

Cuestele, numite şi coaste, reprezentate mai ales prin fronturi şi frunţi abrupte, reprezintă relieful structural principal. Au fost separate două categorii: cueste mari (cu fruntea de 100-350 m) şi mici sub 100 m (*M. David*). În prima categorie intră Coasta Iaşului cu două diverticole: primul este paralel cu Bahluiul-Bahluieţ şi al doilea de la Mogoşeşti merge spre Roman. Alte cueste mari sunt socotite: cea a Hârlăului (de la Tg. Frumos către nord şi continuă pe cea a Iaşului), apoi Coasta Ibăneşti, iar în Podişul Central se remarcă Cuesta Bârladului superior (pe dreapta râului) şi cea a Racovei (în nordul Colinelor Tutovei). Trebuie spus că cele două coaste nordice (Hârlău şi Ibăneşti) au abrupturi mari către Câmpia Moldovei, dar acestea sunt mai mult de eroziune diferenţială (roci moi în Câmpia Moldovei şi un nivel de bază local mai jos şi roci mai dure în Podişul Sucevei); adevăratul front de tip cuestă al acestora este către Siret şi la

nord de dealurile Ibăneşti unde acesta este însă mai estompat. Cuestele mici sunt impuse de strate dure mai subţiri, uneori descontinui şi apar lângă râuri secundare. Sub frontul cuestelor mari (în special sub Coasta Iaşului) se formează prăbuşiri de blocuri şi alunecări. Aceste prăbuşiri lasă în loc adesea un circ de surpare, lărgit apoi de nişe cu zăpadă, din care încep mari alunecări şi pe care se organizează torenţi. Asemenea complexe sunt numite uneori *hârtoape*. De asemenea, Coasta Iaşului are şi o treaptă mai joasă, aproape de Bahlui, în spatele căreia s-au format depresiuni incipiente de contact, impuse de lărgirea bazinetelor torenţiale ale văilor obsecvente.

Spinările tipice de cueste, sau suprafeţele structurale, sunt mai restrânse, cu oarecare dominare în Podişul Central Moldovenesc şi puţin în Dealul Hârlău şi relativ în podişurile Dragomirnei şi Fălticeni. Stratele lor au înclinări între 5-20^0. În cele mai multe cazuri apar numai interfluvii asimetrice, dar nu sunt decât în parte structurale, respectiv axate pe un acelaşi strat dur.

Văile structurale sunt reprezentate prin trei tipuri: consecvente, subsecvente şi obsecvente. Cele subsecvente sunt mai vechi în nord, cu precădere în Câmpia Moldovei (unde au fost sesizate şi mai multe captări) şi mai noi în sud. Pot fi nominalizate: Prutul (pe graniţa de nord), Bahluiul, sectoare din Başeu, Jijia, apoi Bârladul Superior, Racova, Vasluiul ş.a.

Văile consecvente, dar nu totdeauna tipice, domină ca lungime a reţelei hidrografice; în Colinele Tutovei sunt transformate uşor într-o reţea fasciculară; mai tipice sunt: Prutul, sectoare din Volovăţ, Başeu, Jijia, Sitna, Miletin, Bârladul avale de Negreşti şi unii din afluenţii de stânga ai Bârladului Superior (din Podişul Central).

Văile obsecvente sunt dense şi scurte, cu profil longitudinal având pantă mare şi cu bazine superioare torenţiale, transformate uneori în mici depresiuni suspendate. Cele mai tipice apar pe Coasta Iaşului.

Depresiunile subsecvente provin din lărgirea puternică a unor sectoare de văi subsecvente. Cea mai extinsă este Depresiunea Rădăuţi, pe Suceava, dar se întâlnesc şi pe porţiuni ale văilor afluente pe stânga Sucevei, ca Dragomirna, precum şi pe porţiuni ale Bahluiului superior, Jijia (după confluenţa cu Jijioara) ş.a.

Şeile de pe interfluviul din stânga Siretului au fost interpretate iniţial ca fiind de captare, apoi ca şei structurale (*I. Sârcu, V. Băcăuanu*), iar mai recent ca fiind dintr-o veche reţea din stânga Siretului captată spre Jijia (*Ielenicz*, 1999). Între şeile mai importante amintim: Lozna, Dersca, Bucecea, Ruginoasa.

În sens *regional*, cel mai dezvoltat relief structural de monoclin se găseşte în Podişul Bârladului, cu precădere în Podişul Central Moldovenesc şi foarte puţin în Colinele Tutovei. Pe locul doi trece Podişul Sucevei. Câmpia Moldovei are interfluvii asimetrice dar nu sunt tipic structurale (lipsesc stratele de roci dure) şi este mărginită spre sud, vest şi parţial către nord de coaste abrupte, dar care aparţin de unităţile vecine.

Podişul Transilvaniei

Pentru analiza reliefului structural, Podişul Transilvaniei poate fi privit în două moduri: unul larg (în sensul amintit de *Gr. Posea*, 1962, p. 48), respectiv până la Munţii Meseş şi Masivul Preluca, şi unul îngust care se referă la cuveta sau bazinul propriu-zis, fără Podişul Someşan care are o structură relativ aparte. Noi luăm sensul larg, dar subliniind diferenţele dintre cele două. Aceste diferenţe au rezultat din aceea că, după rigidizarea fundamentului cristalino-mezozoic, formaţiunile sedimentare ale depresiunii luată în sens larg au suferit două perioade de uşoare deformări. Prima a afectat paleogenul şi începutul miocenului impunându-i o înclinare către centrul depresiunii, specifică locurilor unde acestea apar la zi (îndeosebi Podişul Someşan). A doua a fost determinată de comportarea plăcii de sare (badenian) din cuveta propriu-zisă asupra stratelor de deasupra (sarmato-pliocene), cărora le-a impus cute diapire marginale şi

domuri în aria centrală (ordonate în trei grupări: nord de Mureş, sud de Mureş şi sud-est – Cristur-Rodbav).

Condiţii specifice. Podişul Transilvaniei stă pe un fundament carpatic, de aceea şi structura este mai complicată decât în cazul Podişului Moldovei. Totuşi, complicaţiile nu sunt prea mari deoarece formaţiunile neogene şi chiar paleogene nu au mai suferit deformări importante. Aici se întâlnesc dominant tot *structuri monocline*, dar nu peste tot există alternanţe de strate dure cu altele moi. În plus, în cuveta propriu-zisă, relativ specifice devin structurile *cutate, domurile, structurile diapire,* iar pe unele laturi chiar structurile *discordante.* Dar nici structurile cutate nu au alternanţe pregnante de strate dure cu strate moi şi se desfăşoară la zi cu aspecte neregulate, cu dispariţii, virgaţii, brahianticlinale etc. Mai trebuie spus că în adâncime, la nivelul badenianului, cuveta propriu-zisă are *o placă groasă de sare*. Aceasta s-a depus în badenian, când bazinul avea legătură şi cu Maramureşul şi peste care funcţiona un curent de apă sărată ce venea peste arealul Carpaţilor de Curbură (care era un arhipelag) şi părăsea bazinul pe Olt (după *M. Paucă*, 1959, 1972, *D. Ciupagea şi colab*., 1970 – citaţi de *Irimuş*), (fig. 33). Placa de sare (cu grosimi de 50-1500 m) a jucat un oarecare rol de lubrifiant, sedimentarul de deasupra sa alunecând uşor spre vest (din cauza ridicării ample a Carpaţilor Orientali, faţă de Apuseni) şi cutându-se sau formând domuri. Există şi părerea că alunecarea pe sare s-a făcut atât spre est cât şi către vest, cutările apărând la extreme. Este probabil şi ca aceste cute – diapire şi domuri – să fie rezultatul sau reflexul mişcării microplăcii Transilvane în raport de Orientali şi Apuseni. Totodată, şi sarea a străpuns pe alocuri sedimentarul impunând cute diapire pe laturile de est, nord şi vest ale cuvetei.

O altă diferenţiere generală între cuvetă şi Podişul Someşan este aceea de vârstă şi rocă. În cel din urmă domină, la zi, roci eocene-oligocene şi miocene (cu calcare, gresii şi conglomerate alternând cu argile şi marne), iar în arealul cuvetei apar mai ales roci moi, sarmato-pliocene (nisipuri uneori uşor cimentate şi foarte permeabile, împreună cu marne şi argile); unele excepţii şi complicaţii se ivesc în Subcarpaţii din est şi pe latura sudică (conglomeratele mai dure).

Distribuţia structurilor şi a reliefului pe care l-au impus au determinat şi principalele subregiuni ale podişului, dar cu precizarea că arealul cuvetei, în totalul său, se remarcă printr-o *aranjare relativ concentrică* a acestora. Este vorba de un monoclin marginal (excepţie estul), de un mare areal central cu domuri separate prin sinclinale largi, iar între ele cute anticlinale inclusiv diapire şi sinclinale. Aliniamentul cutelor diapire apare în est (Praid-Sovata-Sărăţel), în nord (Beclean-Dej) şi în vest (Cojocna-Ocna Mureş-Ocna Sibiului).

Adăugând şi aspectele impuse de petrografie, se disting următoarele *subregiuni cu relief structural specific*: Podişul Someşan (monoclin pe eocen-miocen), Câmpia Transilvaniei (cu diapir pe laturi, domuri şi roci moi), Podişul Târnavelor (cute şi diapir în vest, monoclin şi domuri, dar şi strate foarte groase permeabile – nisipuri uşor cimentate), Subcarpaţii Transilvaniei (anticlinale şi sinclinale nivelate de eroziunea preponţiană, cute diapire şi alte complicaţii locale), aliniamentul depresiunilor de contact din sud, vest şi nord-vest (monoclin, discordant pe marginea muntelui).

Înainte de a descrie subregiunile, vom da o scurtă generalizare pentru cuveta Transilvaniei în întregul ei. Aceasta a fost studiată sub aspectul reliefului pe domuri şi cute diapire, de Irimuş Ioan-Aurel (1998). Limita acestei cuvete este dată de „potcoava" cutelor anticlinalelor diapire marginale, relativ paralele cu munţii Orientali şi Apuseni. Latura către Apuseni are, ca orientare, două segmente: NNE – SSV (între Dej şi Aiud) şi NV – SE până la Ocna Sibiului şi Miercurea Sibiului; latura către Orientali prezintă tot două segmente, Rupea-Lueta (SV – NE) şi Praid-Şieu (SE – NV); acesta din urmă se curbează apoi către vest, pe la Beclean-Dej, formând curbura nordică a potcoavei cutelor diapire. Încă o precizare: cutele din vest sunt mai largi, uneori dispar, pe când cele din est sunt mai strânse.

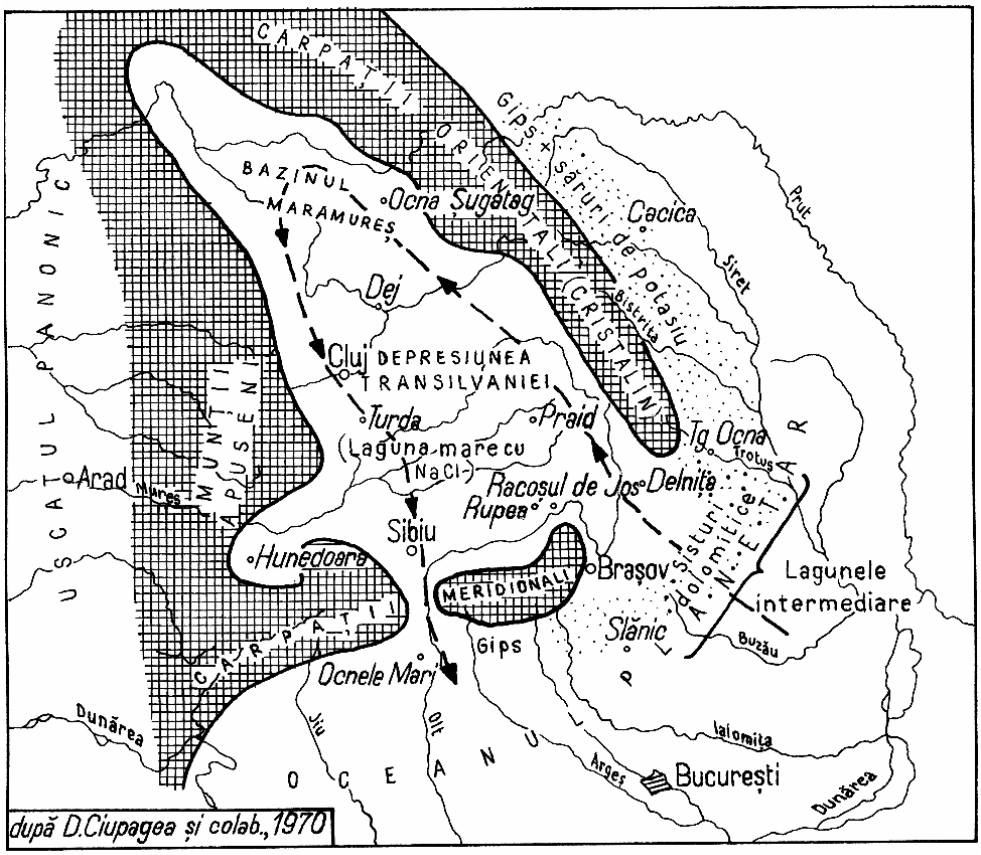


Fig. 33 – Situația paleogeografică a Depresiunii Transilvaniei în timpul depunerii formațiunilor de sare: curentul de apă care, după ce intra prin poarta Vrancei şi străbătea întreaga depresiune, o părăsea prin strâmtoarea Oltului ducând cu el sărurile de potasiu şi magneziu

În interiorul acestei potcoave s-au format domuri şi largi sinclinale despărţitoare.

Cuveta, astfel structurată, se diferenţiază în: Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor şi Subcarpaţii Homorod-Bistriţei (cei ai Năsăudului şi Lăpuşului se desprind din Podişul Someşan). În mare însă, peste tot pe cute se formează: începuturi de cueste, uneori chiar tipice, butoniere, semibutoniere şi văi de anticlinal, trepte, polițe, mici platouri structurale, iar pe domuri apar: semibutoniere, cueste arcuite, trepte, dar toate într-un stadiu estompat, mai generalizată fiind asimetria cu orientări variate.

Podişul Someşan a fost studiat de *L. Sawicki* (1912), *Emm. de Martonne* (1924), *R. Ficheux* (1929), *V. Mihăilescu* (1934, 1937), *M. David* (1945), *I. Berindei* (1962), *Gr. Posea* (1963, 1968, 1969, 1978), *Josan N.* (1979), *Irimuş I.A.* (1998) ş.a. Se impune prin cele mai importante aliniamente de cueste (pe calcare eocene) din Transilvania, întâlnite pe latura de sud (Podişul Huedin-Păniceni)[1] şi de nord (Prisnel-Podişul Boiu)[2]. Cele două şiruri opuse, formate pe calcare eocene, indică un oarecare sinclinoriu cu axa est-vest, având pe centru oligocen şi miocen. Totuşi, în partea centrală apare şi un anticlinal paralel Munţilor Meseşului.

Relieful structural al podişului poate fi grupat pe patru unităţi.

a) Latura sudică, cu *Platoul Huedin-Păniceni*, care se extinde din depresiunea Huedin până la Cluj. Aici apar cele mai frumoase şi puternice cueste, uşor diferenţiate pe trei sectoare.

- Sectorul Huedin are multe segmente de cueste, dar fără a forma şiruri unitare, deoarece aici văile principale sunt cele consecvente, cuestele fiind determinate dominant de procesele denudaţionale şi nu de văi subsecvente (fig. 26). De aceea apar şi mulţi martori structurali de mari dimensiuni şi înşeuări structurale. Valea subsecventă principală este Crişul Repede, care a devenit chiar depresiune subsecventă, având şi pe dreapta o cuestă mai joasă dar pe oligocen, atacată de eroziunea regresivă dinspre bazinul Almaşului. Pentru aspectul specific local arealul Huedin a fost socotit ca un tip regional aparte (Posea şi colab., 1970, Tratat de Geomorfologie, p. 376).
- Sectorul Podişului Păniceni, situat mai la est, păstrează cele mai întinse suprafeţe structurale, iar abrupturile structurale sunt orientate către munte. Tot aici apare şi o bombare a stratelor calcaroase, domul de la satul Leghia. Eroziunea regresivă a pârâului Leghia (afluent al Nadeşului) a golit acest dom, a format o mare butonieră, delimitată de cueste circulare. Este cea mai tipică şi mai frumoasă din ţară (vezi şi *I. Berindei*, 1962).
- Sectorul Căpuş-Cluj se caracterizează prin şiruri de cueste care se desprind din Platoul Păniceni, aliniate pe stânga râului Căpuş, continuat cu Someşul Mic până la Cluj, ca văi tipic subsecvente. *Gr. Posea* (1963) a cartografiat aici trei aliniamente de cueste: superioară (pe calcar eocen zis „grosier superior", dar spre Cluj frontul e preluat de strate oligocene; frontul este continuu şi are o înălţime de 100-150 m), apoi cuesta medie (pe calcare grosiere inferioare, foarte triturate, cea mai slab dezvoltată şi cu un abrupt de 40 m) şi cea inferioară (dezvoltată pe orizontul cu numuliţi, este unitară numai pe Căpuş şi fruntea sa, de circa 100 m, are câte 3-4 trepte mici impuse de stratele subţiri de calcare,

[1] Posea Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului*. *Comunic. De Geogr. ale S.S.N.G.,* vol. II.

(1968), *Problema Subcarpaţilor în Transilvania*. „Natura, ser. Geol.-geogr.", nr. 4.

(1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*. Lucrările Inst. Pedologic, Oradea.

(1978), *Podişul Huedin-Păniceni*. *Stud. Şi Cerc., G.G.G., Geografie*, tom. XXV, Editura Academiei.

[2] Gr. Posea (1962), *Ţara Lăpuşului*.

gresie şi conglomerate). Spinarea cea mai dezvoltată este a cuestei superioare, care coboară către râul Nadeş. Văile Crişul Repede (Huedin), Someşul Mic, Nadeşul şi Căpuşul sunt subsecvente, iar la *Leghia* (bazinul Nadeş) s-a format cea mai frumoasă butonieră de dom din România.

b) Latura nordică – *Prisnel-Podişul Boiu-Gâlgău* se impune tot prin calcare eocene. Aici se observă de asemenea unele diferenţieri locale: un abrupt de cuestă pe dreapta Someşului între Jibou şi măgura Prisaca (Ţicău) deasupra căruia tronează creasta Prisnel; Podişul carstic Boiu, mai la est, care are în nord frumoasa cuestă a Lăpuşului (între Prisnel şi sud de oraşul Tg. Lăpuş); aceste strate ale podişului au cădere spre sud-est; între în est pe sub conglomeratele Culmii Breaza, la sud de care formează un anticlinal (paralel Culmii Breaza) străpuns de chei mici epigenetice ale văilor ce curg spre Someş; cea mai frumoasă este cheia Babei pe valea Poiana (pe drumul Gâlgău-Tg. Lăpuş), care are în spate şi o mică depresiune suspendată.

c) Latura vestică, este marcată de *valea Agrijului* care s-a dezvoltat pe un anticlinal alungit lângă Meseş şi care ajunge şi pe Someş, la nord de Jibou. Este vorba de un culoar de tip vale de anticlinal. Cu timpul a luat caracter şi de culoar de contact cu cristalinul Meseşului.

d) Partea *central-estică* are strate dominant mai noi. Se conturează totuşi unele cueste dispuse în arcuri curbate către vest. Ele iau naştere la contactul dintre stratele oligocene cu cele burdigaliene şi acestea cu cele badeniene, dar mai des sunt impuse de gresii (oligocene), calcare marnoase (din burdugalian), sau tufuri (miocene). Versantul abrupt de pe stânga Someşului Mic, între Apahida şi Dej, format la contactul cu aliniamentul diapir, poate fi socotit tot structural.

Câmpia Transilvaniei prezintă unele asemănări cu Câmpia Moldovei, în sensul că în relief se impun rocile moi (argile, marne, nisipuri), iar ca relief structural domină asimetriile determinate de *monoclin*. Totuşi, aici apar în plus *anticlinale diapire* în vest (Dej-Turda) şi nord (Dej-Beclean), unele *cute largi* în rest şi *domuri* în arealul central-sudic. Domurile sunt înşirate pe un aliniament nord-sud, respectiv pe valea Fizeş (domul Puini) şi opusul său, Pârâul de Câmpie sau Luduş (Sărmăşel, Zau de Câmpie, Sânger, Luduş-Bogata) şi pe Lechincioara (Şincai, Vaideiu).

În afară de structura amintită, factorii care impun un oarecare relief structural sunt şi: *stratele subţiri de gresii* (badeniene), sau *nisipuri uşor cimentate* (sarmaţiene), dar mai ales *tufurile* (cu precădere cele de Ghiriş şi Sărmăşel), apoi diferenţa de *permeabilitate* a stratelor şi *contactele* dintre badenian şi sarmaţian care dau abrupturi structurale.

Astfel, aliniamentele marginale cu anticlinale diapire determină segmente de *văi de anticlinal* şi un *început de butoniere*. Pe versanţi apar *polițe, bârne,* începuturi de *cueste* (majoritatea pe tufuri), iar pe interfluvii au rămas uneori *mici platouri* structurale. Domurile au înclinări slabe, de $2\text{-}10^0$, evoluează mai mult prin alunecări (domină sarmaţianul argilo-marnos), dar se remarcă şi începuturi de cueste cu dispuneri variate, uneori arcuite şi bazinete în semibutoniere. Pe anticlinalul slab din nord-est (Teaca-Sărăţel) badenianul din ax, mai dur, determină cueste.

Podişul Târnavelor a fost studiat de: N. Josan (1979, *Dealurile Târnavei Mici*), Grecu Florina (1992, *Bazinul Hârtibaciului*), iar în SV de Gr. Posea (1968, *Depresiunea Săliște*; 1969, *Asupra suprafeţelor de nivelare …*), N. Raboca (1995, *Podişul Secaşelor*) şi Maria Sandu (1998, *Culoarul depresionar Sibiu-Apold*).

Se deosebeşte de Câmpia Transilvaniei prin aceea că este dominat de strate de nisipuri, uşor cimentate, a căror permeabilitate a redus eroziunea, făcând ca altitudinile de aici să rămână ceva mai mari. Totodată, în acest podiş domină văi foarte lungi orientate est-vest (Mureşul, Târnavele şi Hârtibaciu) şi nu văi scurte ca în Câmpia Transilvaniei. Ca urmare, apar interfluvii principale foarte alungite, retezate de o suprafaţă de eroziune,

dar şi cu mici suprafeţe şi înşeuări structurale, mărginite uneori de abrupturi impunătoare semistructurale.

Ca structură, podişul are domuri poziţionate nord-central – sud-estic, monoclin pe latura sudică şi în Podişul Secaşelor şi cute diapire în vest pe aliniamentul Ocna Mureş – Ocna Sibiului şi Miercurea Sibiului. În afară de nisipuri, argile şi marne, se întâlnesc, mai rar, şi tufuri, uneori conglomerate (exemplu la Tălmaciu).

Relieful structural este dominat de două categorii de *cueste*: principale, orientate est-vest, şi secundare, cu orientări variate, dar adesea de tipul oblic şi unghiular.

Cele mai tipice cueste se dezvoltă în Podişul Secaşelor (fruntea pe dreapta Secaşelor şi o extinsă spinare structurală între cele două râuri). Pot fi încadrate în categoria semicueste principale şi interfluviile de pe dreapta Oltului (continuat cu stânga Cibinului şi dreapta Hârtibaciului. Chiar şi abrupturile de pe dreapta Târnavelor, în parte şi cel al Mureşului pot fi socotite ca structurale, dar nu cueste tipice, deoarece aceste văi retează transversal aliniamentele de cute, care sunt direcţionate nord-sud (dar în mare apare şi o înclinare sud-nord).

Cuestele secundare se găsesc pe afluenţii râurilor principale, prezintă cea mai mare densitate şi obişnuit se aliniază nord-sud şi sud-nord, excepţie făcând sudul Hârtibaciului, unde sunt dirijate mai mult est-vest sau aproape, ca de exemplu afluenţii văii Visa (aceasta fiind vale consecventă). Astfel de cueste secundare apar şi pe domuri, dar aici sunt uneori arcuite sau în potcoavă (pe butoniere). Important este şi faptul că multe din aceste cueste au fruntea determinată de nisipurile ponţiene slab cimentate (care se păstrează în strate mai groase pe sinclinale sau pe flancuri de dom), iar spinarea structurală coincide cu strate de marne.

Pe versanţii văilor se ivesc, discontinuu (printre alunecări), umeri structurali, polițe, trepte, coincizând cu strate de tufuri, plăci de gresii, rar conglomerate. Acestea au fost folosite uneori de om pentru amenajarea de terase antropice.

Domurile, în afară de cueste secundare, determină şi bazinete de tip butonieră. Cel mai mare dom şi butonieră se găseşte la Deleni, unde se află adăpostit şi satul cu acelaşi nume. O altă butonieră cu sat este la Bazna, iar butoniere mai vagi au impus şi domurile Nadeş, Filitelnic ş.a. *N. Josan* a remarcat şi domul Cetatea de Baltă (pe Târnava Mică) nescobit încă de eroziune, boltit morfogenetic şi cu o reţea hidrografică radial-consecventă.

Subcarpaţii Transilvaniei au fost studiaţi, din punct de vedere al structurii morfologice de tip subcarpatic, de: L. Sawicki (1912), C. Martiniuc (1946, 1950), V. Gârbacea (1956), V. Tufescu (1966), V. Mihăilescu (1966), Gr. Posea (1968), Gr. Posea şi colab. (1974), I. Mac (1972) ş.a.

Este vorba de fâşia din estul depresiunii intercarpatice care are unele caracteristici de subcarpaţi. Structura lor geologică se încadrează celor două tipuri generale ale Depresiunii Transilvaniei, dar prezintă aliniamente de cute mai accentuate, sau alte situaţii tectonice care au impus un relief aparte de tip subcarpatic. Ca şi subcarpaţii externi, au *şiruri de depresiuni şi dealuri subcarpatice* paralele cu Carpaţii Orientali, iar pe alocuri *şi depresiuni intradeluroase* mai slab dezvoltate şi dealuri mărginaşe, iar lângă podişul interior s-au dezvoltat *depresiuni de contact*, de asemenea mai slab evidenţiate. Şirurile de dealuri şi depresiuni sunt impuse de structura cutată, cu care relieful este în concordanţă directă sau inversă. Dar, spre deosebire de subcarpaţii externi, cei ai Transilvaniei nu reprezintă forme structural-tectonice, respectiv şirurile de dealuri şi depresiunile nu sunt impuse tectonic, în timpul cutării, ci sculptate de către eroziunea diferenţială. Aceasta s-a petrecut după o perioadă de nivelare prin eroziune, care a lăsat la zi fâşii structurale de roci relativ diferite (oarecum de tip apalaşian) şi care în procesul

ridicărilor pliocen-cuaternare s-au impus ca atare în relief. Impunerea structurii s-a făcut însă destul de diferenţiat şi pe sectoare, din mai multe cauze: cutele şi tectonica locală în general sunt neuniforme, rocile au determinat şi ele diferenţieri, iar în jumătatea sudică structurile superioare subcarpatice au fost acoperite parţial de aglomerate vulcanice şi chiar de pietrişuri piemontane. A fost nevoie deci şi de o decopertare prealabilă pe calea eroziunii, care pe alocuri este în curs.

Mai trebuie amintit că în fâşia estică a Transilvaniei, înălţările au fost mai puternice, multe dealuri având azi peste 800 m şi chiar peste 1000 m.

Aceşti subcarpaţi se alungesc începând din sud, de la Olt şi până în Depresiunea Lăpuşului (aici limita lor trece pe la est de muntele vulcanic Şatra, est de masivul cristalin Preluca şi vest de Culmea Breaza – Dealul Vima). Pe această distanţă se deosebesc *trei sectoare principale*, vecine în vest cu cele trei subregiuni transilvane: Podişul Târnavelor (în dreptul său aflându-se Subcarpaţii Homoroadelor – Târnavelor şi Mureşului), Câmpia Transilvaniei (le est de care se extind Dealurile Bistriţei) şi Podişul Someşan (având în nord-estul său Muscelele Năsăudului şi Subcarpaţii Lăpuşului). Primul şi ultimul sector au câte două susbsectoare, toate determinate în mare măsură de tipul sectoarelor şi subsectoarelor munţilor Orientali din est (Perşani, Căliman-Harghita, Bârgău-Rodna-Ţibleş şi Munţii vulcanici ai Lăpuşului). Între aceste sectoare cel mai tipic este socotit acela dintre Olt şi Mureş (în fapt până la valea Luţu, afluent de dreapta al Mureşului), Dealurile Bistriţei apar ca „incipient" subcarpatice, iar următoarele două subsectoare (din dreptul Podişului Someşan) sunt, unul de tip „muscele" (Muscelele Năsăudului), iar ultimul de tipul subcarpaţilor Moldovei (Depresiunea Lăpuşului pe o serie de anticlinale dominant oligocene şi o culme de conglomerate burdigaliene, Culmea Breaza).

- *Sectorul Homoroade-Mureş*, studiat amănunţit de I. Mac (1972), prezintă următoarele şiruri de depresiuni şi dealuri de influenţă structuralo-erozivă:

- depresiunile subcarpatice – Hoghiz-Homorodul Mic şi Homorodul Mare (două văi depresionare formate pe câte un anticlinal, despărţite de un interfluviu pe sinclinal şi acoperit de aglomerate vulcanice), Odorheiu Secuiesc (depresiune pe Târnava Mare, pe anticlinal, între două sinclinale, est şi vest), Corund-Praid-Sovata-Săcădat (pe Târnava Mică şi doi afluenţi, pe anticlinal, barată în vest de dealuri masive pe sinclinal, acoperite cu aglomerate vulcanice), culoarul Eremitu (pe Niraj), Gurghiu (pe Gurghiu), Larga (pe un afluent al Gurghiului), Vălenii de Mureş – Deda (pe Mureş), toate pe anticlinal salifer şi la contact cu muntele;
- dealurile subcarpatice – Bădeni 854 m (pe flanc de sinclinal, închide în vest Depresiunea Homorodul Mare), Rez sau Aramă 933 m (închide în parte Odorheiu Secuiesc şi are deasupra pietriş de piemont), Firtuş 1061 m, Şiclod 1028 m, Becheci 1080 m (toate pe sinclinal sau flanc de sinclinal, cu aglomerate deasupra, cu frunţi de cueste; închid depresiunea Praid-Sovata), iar între văile Gurghiu şi Mureş există trei dealuri – Osoi 739 m cu pietriş piemontan, Măgura 775 m şi Sinioara 755 m – care închid ulucul Gurghiu-Văleni de Mureş, situate pe flanc de anticlinal şi pe monoclin;
- depresiunile intradeluroase sunt foarte restrânse, mai puţin structurale, apar pe văi, mai ales la confluenţe, şi se leagă între ele prin şiruri de înşeuări. Numai două cad pe sinclinale, Reghin şi Atid. Şirul începe de la Rupea şi merge în zigzag pe la Beia, Archita, Porumbenii Mari (pe Târnava Mare), Şimoneşti-Cobăteşti, Atid, Măgherani (pe Nirajul Mic), Călugăreni, Beica de Jos, Reghin, ultima fiind cea mai mare;
- dealurile care se înşiră mai la vest sunt scunde, de 400-600 m şi nici ele nu sunt decât parţial determinate de cute;
- depresiunile de contact cu podişul s-au dezvoltat pe aliniamentul unui anticlinal şi un sinclinal apropiate; pe acestea sunt şi domuri care la sud de Târnava Mică trec şi în

subcarpaţi, ca de exemplu la Buneşti, Cristuru Secuiesc, Şoimuş, Sângeorgiu de Pădure şi Miercurea Nirajului. Depresiunile au fost lărgite prin eroziunea râurilor, cele cu domuri având în parte şi caracter de butonieră. Aliniamentul depresiunilor porneşte de la culoarul Buneşti-Saschiz (pe valea Scroafei, iar şoseaua principală merge în lungul său), continuă apoi cu depresiunea-butonieră Cristuru Secuiesc, bazinul-butonieră Şoimuş, depresiunile Sângeorgiu de Pădure (pe Târnava Mică) şi Miercurea Nirajului, şi se termină cu Voivodeni (pe Mureş).

- *Dealurile Bistriţei* au mai puţin dezvoltat procesul de formare al depresiunilor subcarpatice şi de contact. Structura cutată, inclusiv anticlinalul tectonizat diapir se continuă şi aici, dar se impun în relief mai ales trei elemente: piemontul Călimanului cu multe urme de lahare, depresiunea complexă şi de eroziune Bistriţa-Budacu, Culmea Şieului (în parte pe anticlinalul tectonizat şi cu badenian în ax, situat între valea Dipşa şi Şieu), plus cuesta Năsăudului (pe dreapta Someşului Mare între Feldru şi Salva, cu strat de cinerite) şi Depresiunea Dumitra, o continuare nord-vestică a depresiunii Bistriţei şi Budacului, dar şi uşor subsecventă şi de contact între strate sarmaţiene şi badeniene.

- *Muscelele Năsăudului* sunt determinate de monoclin, apărând totuşi şi un început de cută paralelă muntelui. Relieful este similar cu Muscelele Argeşului, culmile pornind de sub munte către Someşul Mare, iar stratele înclină în acelaşi sens. Rezultă văi consecvente şi interfluvii cu înşeuări şi cueste unghiulare. Unii afluenţi mici sunt subsecvenţi.

- *Subcarpaţii Lăpuşului* se compun din Depresiunea Lăpuş, larg dezvoltată sub Munţii Lăpuşului, şi din Culmea subcarpatică Breaza (974 m) formată din conglomerate (ca şi Culmea Pietricica sau Pleşu din Moldova), cu abrupturi mărginaşe importante şi cu un uşor caracter de cuestă. Depresiunea Lăpuşului s-a realizat prin eroziunea diferenţială (în raport cu eruptivul şi cu conglomeratele) pe strate dominant oligocene şi cutate paralel cu muntele. Pe interfluvii apar începuturi de cueste unghiulare, înşeuări structurale, noduri structurale[3] ş.a.

Depresiunile subsecvente şi marginale de contact se întâlnesc pe laturile de sud şi de vest ale Podişului, dezvoltate la contactul direct cu muntele, sau aproape de acest contact, unde s-a fixat un râu longitudinal. Structura este de tip discordant, monoclin depresionar, cu strate moi, pe poala cristalino-mezozoică a muntelui. Depresiunile formează culoare foarte lungi, uneori întrerupte de măguri sau dealuri formate din roci mai dure, dezvelite epigenetic. În multe cazuri sunt asimetrice, latura montană fiind mai lină, iar cea dinspre podiş formează un abrupt de cuestă cu prăbuşiri şi alunecări.

Cea mai tipică este *Depresiunea Făgăraş*, în lungul Oltului, continuată cu *Depresiunea Sibiului*, din lungul Cibinului şi mai departe *Depresiunea Sălişte*i. Între ele apar roci dure, cum sunt conglomeratele badeniene săltate mai mult la confluenţa Olt-Cibin, la Tălmaciu, şi şisturi cristaline între depresiunile Sibiu şi Sălişte (măgura Zidul, cu valea epigenetică a Sălişte*i*). În cadrul Depresiunii Sibiului apare şi o depresiune locală pe diapir, Ocna Sibiului.

Mai către vest, în Podişul Secaşelor, lângă munte se găsesc dealuri pe monoclin (Dealurile Gârbovei) şi ceva mai la nord *valea subsecventă Secaşul Mare*, care apare ca o depresiune subsecventă (*Depresiunea Apold-Secaş*).

În colţul de SV al Podişului Secaşelor, pe Culoarul Orăştiei, marginea stângă a Mureşului, cu Dealurile Cugirului, este axată pe un sinclinal.

Pe latura vestică se alungeşte *Culoarul Alba Iulia-Turda*. Şi aici, lângă munte se găsesc mai ales dealuri (Dealurile Aiudului, de la Bilag la Măhăceni). Spre munte, în

[3] Vârfuri cu mici trepte situate pe anticlinale, cu ramificări radiale de culmi mici.

lungul dealurilor, apare un lung sinclinal ce merge de la est de Cheile Turzii până la Teiuş şi pe care se păstrează panonian, iar lângă munte este badenian monoclin. La est de Dealurile Măhăceni, valea Unirea, urmată de şoseaua Turda-Unirea, este de sinclinal, ca şi valea Arieşului situată mai în est (între Câmpia Turzii şi confluenţa cu Mureşul). Aşadar, între Mureş şi Turda structura culoarului se complică, prin aceste trei sinclinale care se impun în relief ca văi, sau ca dealuri (Măhăceni), respectiv inversiuni morfo-structurale.

De la Turda către Huedin reapare un culoar de contact dar diferenţiat pe trei segmente: *depresiunea Vlaha-Hăjdate* (între Gilău şi Turda), dublată local către munte de *Depresiunea Iara*; *culoarul Căpuşului* (vale în parte subsecventă, în parte de contact) şi *Depresiunea Huedin* (un rest din Podişul Someşan, cu cueste tipice şi cu valea subsecventă a Crişului Repede).

Sub Munţii Meseş se află *depresiunea de contact Almaş-Agrij*, dar ultimul râu s-a adâncit şi într-un anticlinal submontan care se continuă şi pe Someş de la Jibou spre Guruslău.

Podişul Dobrogei

A fost studiat de un mare număr de geologi, începând cu *Gh. Munteanu-Murgoci* (1912) şi de geografi: *Emm. de Martonne* (1924), *C. Brătescu* (1928), *A. Nordon* (1930), *Ş. Dragomirescu* şi *E. Nedelcu* (1965), *I. Rădulescu* (1965), *I. Marin* (1972), *Gr. Posea* (1980) ş.a.

Dobrogea este o largă peneplenă care îşi etalează structurile la suprafaţă şi în care eroziunea diferenţială a realizat forme structuralo-petrografice, după înălţarea de la sfârşitul pliocenului şi din cuaternar. În acestea, cu precădere în nord, s-au sculptat pedimente şi inselberguri.

În prim plan structural se remarcă *patru falii principale*, două în lungul Dunării (spre Câmpia Română şi către Deltă şi Bugeac, unde apar abrupturi) şi două interioare care despart cele trei subregiuni dobrogene, falia Peceneaga-Camena şi Capidava-Ovidiu. Pe planul doi se evidenţiază structurile specifice pentru fiecare dintre cele trei subregiuni: Dobrogea de Sud cu structură tabulară, Dobrogea Centrală formată din şisturi verzi şi martori calcaroşi şi Dobrogea Nordică, mult mai complexă, cu cinci unităţi distincte. La acestea se adaugă şi o altă caracteristică, lăsarea generală către fosta vale Carasu, atât dinspre nord cât şi de la sud.

Dobrogea de Sud se extinde la sud de falia Capidava-Ovidiu. Aceasta nu se impune ca abrupt în relief din cauza nivelării, dar ceva mai către nord, în marginea Dobrogei Centrale se înşiruie martori din calcare mezozoice. Structura de suprafaţă este formată dintr-o placă de calcare sarmatice, variate ca duritate, orizontale şi foarte carstificate, acoperite de loess. Este deci o suprafaţă structurală, fragmentată de văi, în principal seci din cauza carstului. Văile au caracter de canioane miniaturale, cu trepte şi polițe structurale pe versanţi. Tipică este valea Mangalia şi văile dunărene din partea vestică, terminate prin limane. Formaţiuni mai vechi, îndeosebi cretacice apar foarte rar pe fundul unor văi şi lângă falia Capidava-Ovidiu. Placa sarmatică poate fi văzută şi la ţărmul mării, imediat sub loess şi în care pe alocuri se creează firide de abraziune.

Dobrogea Centrală sau Podişul Casimcei este limitată la nord de falia Peceneaga-Camena. La zi apar şisturile verzi, iar pe valea Casimcei şi pe aliniamentul sudic se ivesc şi calcare jurasice sub formă de martori ordonaţi linear. Structura cutată a şisturilor verzi nu se impune în relief din cauza suprafeţei de nivelare încă bine păstrată şi a acoperirii sale cu loess. Fac excepţie unele vârfuri cupolare de tip inselberg, de pe latura de NE, unde şisturile apar la zi şi sunt atacate diferenţiat de dezagregare şi vânt (diferenţele apar între şisturile argiloase compacte, gresiile cuarţitice şi conglomerate uşor metamorfozate).

Mai importante sub aspect structural sunt calcarele jurasice de pe dreapta văii Casimcea, ordonate într-un sinclinal care ajunge până la Capul Midia. Se impun prin cueste locale, trepte structurale, petice de sinclinal suspendat. Un alt petic de calcare se menține la Hârşova, de asemenea cu trepte şi cueste locale. În fine, martorii sudici care pornesc de la Hârşova şi se înşiruie la sud de şosea, până la Ovidiu unde îşi dau întâlnire cu calcarele de pe Casimcea. Peste majoritatea acestor martori s-au impus pâraie epigenetice care curg spre SV, vărsându-se în Dunăre sau în Canal. Bazinetele de izvor ale acestor râuri apar ca mici depresiuni suspendate, în ele s-a fixat câte un sat şi prin ele trece şoseaua Hârşova-Constanța (Horia, Stupina, Crucea, Gălbiori, Nicolae Bălcescu, Mihail Kogălniceanu).

Dobrogea de Nord este un podiş de peneplenă mult mai diferențiat structural, inclusiv prin aportul eroziunii cuaternare, pe care s-au suprapus pedimente şi inselberguri formate mai ales în villafranchian şi în periglaciarele pleistocene. Pe latura nordică şi vestică prezintă abrupturi de falie, fragmentate şi modelate de eroziune. Are cinci unități morfostructurale.

- Munții Măcinului prezintă un oarecare relief de tip apalaşian, dar pe suprafețe restrânse. Se limitează în est prin văile Luncavița şi Taița axate pe roci mai moi. Aliniamentul muntos este un mare anticlinoriu, cu falii şi cute, străbătute de lacolite granitice ce se ivesc mai ales pe anticlinale. Partea centrală urmează un sinclinal în care se găseşte formațiunea de Carapelit, cum este şi Dealul Carapelit, cu conglomerate, gresii şi şisturi detritice. Pe marginile sinclinalului apar roci mai vechi şi mai dure, dominant cuarțite, care impun cornete, cupole, vârfuri sau culmi fragmentate (ca de exemplu, Culmea Priopcea sau Coşlugea). Granitele determină şi ele reliefuri mai înalte, îndeosebi creste, ca Pricopanu sau Greci. Văile, de tip depresiuni alungite, se situează pe roci mai moi, pe falii, sau pe sinclinale; aşa sunt Luncavița, Jijila, Cerna, în care s-au format şi largi pedimente.
- Podişul Niculițel se particularizează prin diabaze şi sedimente dure triasice, iar în sud există şi iviri de granite şi porfire (dealurile Conțul şi Trestenic). Sedimentarul are unele cute anticlinale (cu reliefuri mai înalte) şi sinclinale pe care se păstrează şi jurasic. Modelarea dominantă este dată de pedimente şi inselberguri, dar apar şi mici platouri structurale.
- Depresiunea Nalbant se află pe un larg sinclinal, dar netezimea sa este dată de o îngemănare de pedimente, din care saltă mici cupole, sau vârfuri de tip inselberg. Aici se păstrează şi cel mai impozant inselberg, Denistepe (Dealul Mării, 270 m), format din gresii dure şi cuarțite (fig. 32). În nordul depresiunii se ridică o ramă mai înaltă ce cade apoi ca un glacis către Dunăre; este culmea teşită a Somovei (cu Movila Săpată, 225 m).
- Colinele Tulcei sunt compuse din aliniamente de dealuri de tip inselberg, pe direcție NV-SE, axate mai ales pe anticlinale. Lângă Dunăre se află Culmea Tulcea-Mahmudia (calcare), urmată de Culmea Beştepe (cuarțite şi conglomerate). La sud de ele sunt alte dealuri – inselberguri mai joase, pe alt anticlinal, iar în continuare până la Murighiol şi chiar Dunavăț, de pe pediment se ridică movile calcaroase, denumite „Cairacele", situate mai ales pe sinclinal.
- Podişul Babadag, alungit la sudul celorlalte şi până la falia Peceneaga-Camena, este un mare sinclinoriu de strate cretacice calcaroase. În cadrul acestuia apar sinclinale şi anticlinale orientate E-V. Pe axul sinclinoriului s-a instalat valea Slava. Sinclinoriul impune un front de cuestă spre nord, către valea Taița. Paralel cu falia Peceneaga-Camena apare un sinclinal sudic ce determină două aliniamente de cuestă. În afară de cueste se remarcă şi suprafețe structurale, sectoare de văi structurale şi depresiuni structurale subsecvente (Slava Cercheză) şi de contact cu şisturile verzi (Camena).

Podişul Getic

Are ca specific o pătură de formaţiuni piemontane, aşa-zisele strate de Cândeşti, care înclină în principal de la nord la sud, respectiv de la 400-700 m lângă Subcarpaţii Getici şi până la 200-300 m deasupra Câmpiei Române. Faţă de această înclinare monoclină podişul este predispus la apariţia de văi structurale şi cueste, cu frontul structural către nord şi spinările coborând spre sud sau sud-est. Relieful apare dominat de văi secundare care sunt în parte subsecvente, iar reţeaua principală este consecventă. Cel mai bine se remarcă şirul masiv de cuestă de la contactul cu Subcarpaţii (fig. 34). Pietrişurile de Cândeşti, dominante la acest contact, protejează faţă de eroziune stratele pliocene de sub ele, formând abrupturi masive. Şirul cuestei avansează în unghi pe interfluvii şi coboară pe văi în piemont, lăsând spre amonte depresiuni de contact de formă romboidală, legate lateral prin înşeuări.

Un alt aspect a fost sesizat de D. Paraschiv (1965). Este vorba de influenţa tectonicii de sub pietrişuri asupra unor forme de suprafaţă. Astfel, anticlinalele ascunse impun cote topografice mai mari, văi mai adânci şi mai rectilinii, sporesc numărul de terase (anticlinalele Leordeni-Şuţa Seacă, Ludeşti-Dragomireşti ş.a.); sinclinalele au repercursiuni inverse: cote mai coborâte, meandrări accentuate, văi mai largi şi colmatate, scăderea numărului de terase, convergenţe de văi. Se impun uneori şi faliile din adânc prin dirijarea unor sectoare de vale, sau rupturi de pantă pe interfluvii şi în talveguri.

Podişul Mehedinţi

Relieful structural tipic se formează pe banda de sedimentar situată între cele două fâşii cristaline. Specifice sunt depresiunile de contact de pe linia nord-vestică a barei de calcare, orientată NE-SV. Este vorba de ulucul depresionar Baia de Aramă-Cireşu. Văile dezvoltate pe acest uluc străbat apoi prin chei sau peşteri bara calcaroasă, în mod transversal, lăsând în spate şirul depresiunilor de contact: Zăton, Ponoarele, Nadanova, Balta (Gornovița), Cireşu. În principal acestea s-au separat în cadrul ulucului de contact prin captări peste sau prin bara calcaroasă. În sudul ulucului amintit se află şi Depresiunea Bahna pe sedimentar miocen şi care, înainte de formarea Dunării, forma corp comun cu Orşova-Ogradena.

Dealurile de Vest

Au un relief structural incipient, mai ales în Podişul Silvaniei.

Relieful structural din Subcarpaţi

Pentru complexitatea reliefului şi a originalităţii lor chiar la nivel de glob, Subcarpaţii au atras atenţia unor cercetători încă de la începutul secolului XIX: *L. Mrazec* (1901), *Emm. de Martonne* (1902, 1907), *Gh. Munteanu-Murgoci* (1908) ş.a. După 1930 s-au realizat şi studii regionale: *M. David* (1932), *N. Al. Rădulescu* (1937), *N. Popp* (1939), *L. Badea* (1967), *Al. Roşu* (1967), *H. Grumăzescu* (1973), *C. Brânduş* (1981), *Gh. Lupaşcu* (1996), *Gh. Vişan* (1998), *Mihaela Dinu* (1999) etc. Pot fi citate şi sinteze făcute de: *V. Mihăilescu* (1966), *V. Tufescu* (1966), *Gr. Posea*, *N. Popescu* şi *M. Ielenicz* (1974), *Valeria Velcea* şi *Al. Savu* (1982) şi cea din volumul „Geografia României IV" (1992).

Între caracterele mai generale amintim:

• relief de dealuri extracarpatice, *tipic tectono-structural*, format din şiruri de depresiuni submontane grefate pe sinclinale şi închise de şiruri de dealuri impuse de înălţările anticlinale, la care se adaugă multe particularizări regionale şi locale determinate de diversificarea tectonică, de natura rocilor şi de stadiul de evoluţie pe calea eroziunii a formelor primare şi derivate;

• *particularităţile tectono-structurale* mai importante sunt: apariţia a două, până la cinci şiruri de sinclinale şi anticlinale; înălţarea sau coborârea până la dispariţie a anticlinalelor sau sinclinalelor şi lipirea dealurilor direct de munte; apariţia pe alocuri de cuvete, sau brahianticlinale; existenţa unor falii pe marginea sinclinalelor care le transformă local în grabene; apariţia de cute diapire; pătrunderea în Subcarpaţi a unor pinteni şi cuvete montane care multiplică şirul de dealuri şi depresiuni; lipsa cutelor, dar cu ridicarea monoclină a stratelor;

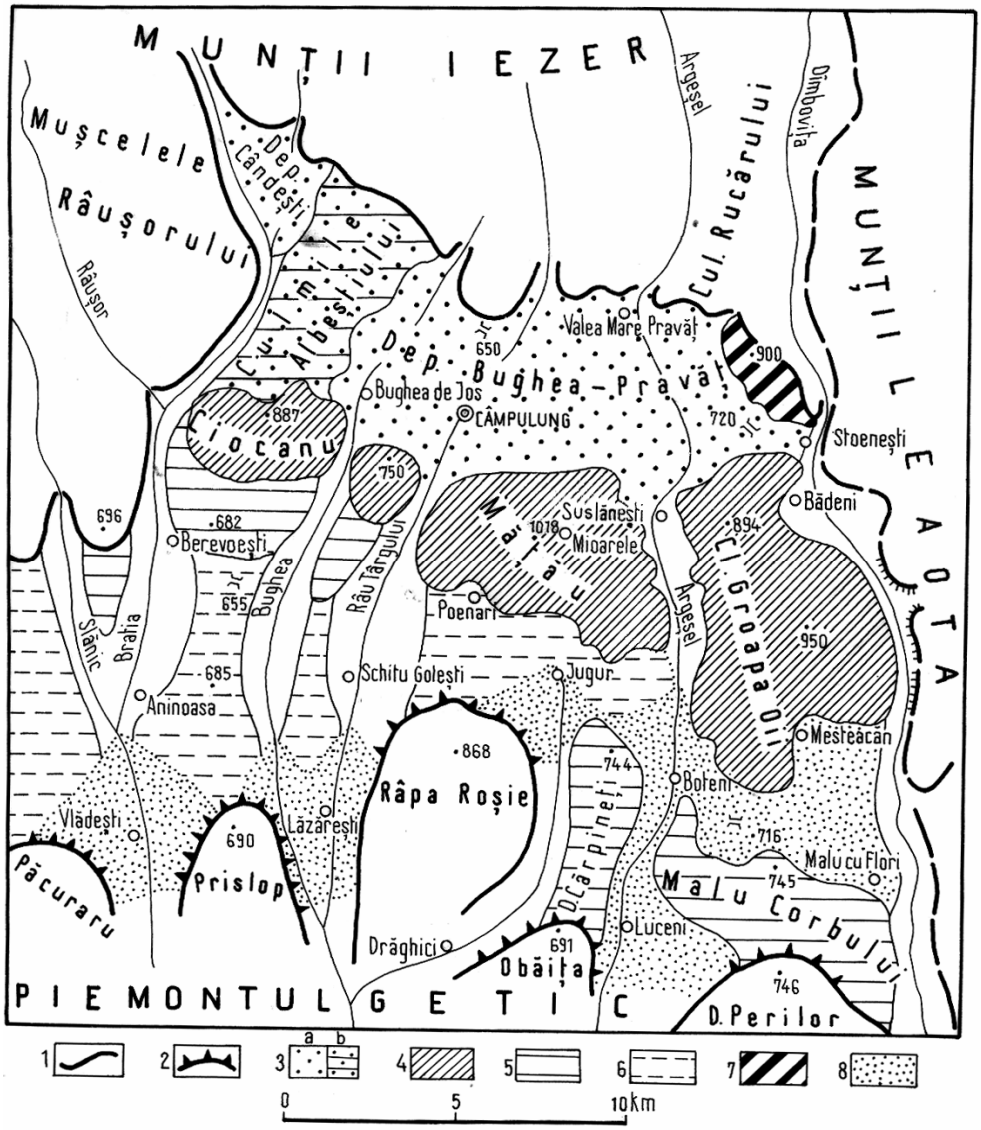


Fig. 34 – Subcarpații Mățăului. 1. Limita Subcarpaților Mățăului; 2. Limita de tip cuestă, spre Piemontul Getic; 3. Depresiunea subcarpatică: a. Depresiunea propriu-zisă; b. Culmi în cadrul depresiunii; 4. Dealuri subcarpatice; 5. Dealuri (muscele) de legătură cu culoarul șeilor; 6. Muscele joase reunite sub formă de culoar intradeluros; 7. Culmea submontană „Piatra"; 8. Depresiuni de contact cu piemontul (după Gr. Posea)

- *diversificarea impusă de eroziune* (atât în structurile cutate sau monocline, cât şi pe contactele fâşiilor de roci diferite ca duritate şi permeabilitate) se manifestă prin *forme structurale derivate*: depresiuni sau culoare externe de contact cu podişurile (Getic şi Moldovenesc), depresiuni de contact submontane (în structurile monocline), depresiuni intradeluroase de contact (între monoclinul extern dintre Slănicul de Buzău şi Trotuş şi structurile cutate interioare); apariţia de văi structurale (de sinclinal, de anticlinal, consecvente, subsecvente) şi văi transversale şi longitudinale; formarea multor cueste de diferite tipuri; formarea de butoniere şi sinclinale suspendate; abrupturi structurale, ziduri şi jgheaburi etc. (vezi schema).

Tratarea acestor tipuri de reliefuri se poate face separat pentru toţi Subcarpaţii (ca în „Relieful României", 1974) sau regional, combinat, aşa cum vom proceda mai jos.

Subcarpaţii Olteniei

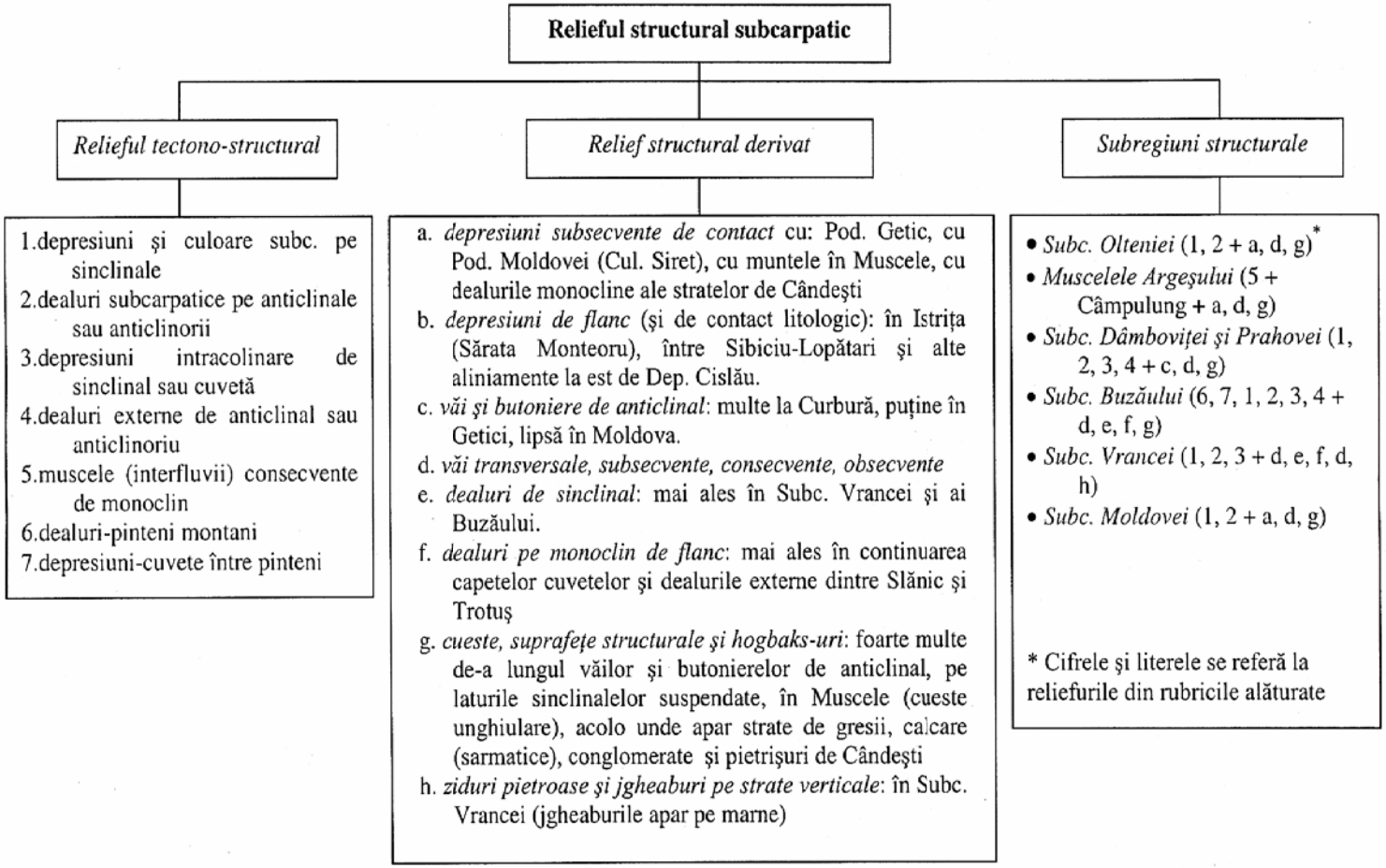
Se extind între Motru şi Olt şi sunt cei mai simpli subcarpaţi cutaţi. Structura lor şi relieful se complică însă de la vest spre est, inclusiv în ce priveşte altitudinile (350-500 m la vest de Jiu, 450-600 m până la Olteţ şi 650-700 m până la Olt). Se compun din trei aliniamente de bază: un culoar depresionar subcarpatic axat pe sinclinal, un şir de dealuri de anticlinal şi, depresiuni sau înşeuări de contact sub marea cuestă a Podişului Getic.

Depresiunea subcarpatică merge unitar de la Tismana până la Hurezu, cu precizarea că la est de Jiu culoarul începe să se îngusteze, iar porţiunile traversate de râuri devin mai individualizate, cu precădere la Novaci (pe Gilort), Baia de Fier-Polovragi (pe Olteţ), Hurezu (pe Luncavăţ). Cam de la Novaci către est interfluviile se lipesc mai lin de munte, ca o poală de dealuri. Sinclinalul are pe alocuri cute secundare, uneori şi falii marginale, formându-se un fel de graben.

Imediat mai la est, începând de la Bistriţa Vâlcii, culoarul sinclinal dispare. În locul său apar dealuri monocline de tip muscele (Muscelele Vâlcii), mult mai înalte, cu roci paleogene, cu înşeuări şi depresiuni de contact, pe aliniamentul Bărbuleşti (pe Otăsău), Olăneşti, Muereasca, Călimăneşti (şi continuă la est de Olt cu depresiunea subsecventă de la Sălătrucel, pe valea Coisca). Ceva mai la sud şi curbat către Râmnicu Vâlcea apare Culoarul râului Olăneşti, cu larga depresiune de la Păuşeşti-Măglaşi.

Şoseaua principală urmează, de la Tismana, sudul depresiunii, coboară apoi la Tg. Jiu-Cărbuneşti (depresiunea intracolinară) şi urcă din nou (pe râul Galben) în depresiunea subcarpatică (spre Novaci-Baia de Fier, Polovragi), până la Hurezu şi Costeşti (pe Bistriţa Vâlcii). De aici, şoseaua merge prin depresiuni intracolinare situate în sudul anticlinalului Ocnele Mari (pe la Băile Govora, valea largă a Govorei şi sud de Ocnele Mari). În Subcarpaţii Gorjului, dintre Jiu şi Hurezu, există însă şi o şosea imediat sub munte, pe la sud de Bumbeşti-Jiu, Novaci, Polovragi, Vaideeni (pe Luncavăţ).

Şirul dealurilor subcarpatice de anticlinal începe de la sud de Tismana cu dealul Sporeşti (404 m) şi scade în altitudine, la 350 m, lângă Tg. Jiu. Pe acest tronson anticlinalul este insesizabil, dealurile nu se diferenţiază altitudinal decât foarte puţin în raport de culoarul depresionar din spate. Apar practic ca dealuri numai faţă de depresiunea din sud (pe Tismana inferioară – Tg. Jiu). La est de Jiu anticlinalul se impune mult mai vizibil, prin dealurile Copăcioasa (453 m), Săcel (570 m) unde există şi o boltire locală; continuă prin culmea Slătioarei (769 m), la sud de Horezu, şi ajunge în sudul Muscelelor Vâlcii, la Ocnele Mari. Aici apare şi sare, iar eroziunea a creat butoniera Ocnele Mari – Ocniţa (*L. Badea* şi *D. Bălteanu*, 1978). Către Olt anticlinalul se pierde în arealul de uşoară lăsare de la Râmnicu Vâlcea – Băbeni.


Relieful structural subcarpatic
Relieful tectono-structural
Relief structural derivat
Subregiuni structurale
1.depresiuni şi culoare subc. pe sinclinale
2.dealuri subcarpatice pe anticlinale sau anticlinorii
3.depresiuni intracolinare de sinclinal sau cuvetă
4.dealuri externe de anticlinal sau anticlinoriu
5.muscele (interfluvii) consecvente de monoclin
6.dealuri-pinteni montani
7.depresiuni-cuvete între pinteni
a. depresiuni subsecvente de contact cu: Pod. Getic, cu Pod. Moldovei (Cul. Siret), cu muntele în Muscele, cu dealurile monocline ale stratelor de Cândeşti
b. depresiuni de flanc (şi de contact litologic): în Istriţa (Sărata Monteoru), între Sibiciu-Lopătari şi alte aliniamente la est de Dep. Cislău.
c. văi şi butoniere de anticlinal: multe la Curbură, puţine în Getici, lipsă în Moldova.
d. văi transversale, subsecvente, consecvente, obsecvente
e. dealuri de sinclinal: mai ales în Subc. Vrancei şi ai Buzăului.
f. dealuri pe monoclin de flanc: mai ales în continuarea capetelor cuvetelor şi dealurile externe dintre Slănic şi Trotuş
g. cueste, suprafeţe structurale şi hogbaks-uri: foarte multe de-a lungul văilor şi butonierelor de anticlinal, pe laturile sinclinalelor suspendate, în Muscele (cueste unghiulare), acolo unde apar strate de gresii, calcare (sarmatice), conglomerate şi pietrişuri de Cândeşti
h. ziduri pietroase şi jgheaburi pe strate verticale: în Subc. Vrancei (jgheaburile apar pe marne)
• Subc. Olteniei (1, 2 + a, d, g)*
• Muscelele Argeşului (5 + Câmpulung + a, d, g)
• Subc. Dâmboviţei şi Prahovei (1, 2, 3, 4 + c, d, g)
• Subc. Buzăului (6, 7, 1, 2, 3, 4 + d, e, f, g)
• Subc. Vrancei (1, 2, 3 + d, e, f, d, h)
• Subc. Moldovei (1, 2 + a, d, g)
* Cifrele şi literele se referă la reliefurile din rubricile alăturate

Depresiunile intracolinare de sinclinal nu sunt specifice acestor subcarpaţi. Este socotită uneori, în această categorie, Depresiunea Tg. Jiu-Cărbuneşti, care s-a creat dominant prin eroziune de contact (către valea Tismana este chiar la contactul cu Podişul Getic), pe un areal de lăsare locală şi confluenţe, puternic aluvionat şi cu altitudini joase, 180-200 m. Sinclinalul intrasubcarpatic se face mai bine simţit la Cărbuneşti-Cârligei, dar şi aici domină câmpurile de terase cu aluviuni. Ceva similar mai apare la Govora.

Depresiunile subsecvente de contact cu Podişul Getic nu se conturează clar decât ca înşeuări şi lărgiri de confluenţe, cu excepţia arealului de pe valea inferioară a Tismanei şi la sud de Dealul Bran (333 m) prin valea Cioiana-Ţicleni. La est de Gilort, mai evident este şi bazinetul Alunu-Berbeşti (pe Olteţ).

Între particularităţi se înscrie şi Dealul Bran, socotit ca subcarpatic, dar este un martor din Podişul Getic, separat de valea Cioiana şi ataşat oarecum Subcarpaţilor. A fost nivelat de o terasă superioară a râurilor Jiu-Gilort.

În fine, în partea de est, începând din sudul Măgurei Slătioara, apar şi dealuri de monoclin, care se extind până către Olt şi la est de râul Cerna inferioară a Vâlcii care face contact cu Podişul Getic. Este vorba de culmi prelungi, arcuite uşor spre Olt, şi care fac parte din Subcarpaţii Vâlcii, împreună cu muscelele situate la nord.

Muscelele Argeşului

Se extind între Olt şi Dâmboviţa şi au ca specific o structură monoclinală, care trece însă şi la vest de Olt în Muscelele Vâlcii, iar în est, între Râurile Bughea şi Dâmboviţa, prezintă o structură cutată (Subcarpaţii Măţăului)[4]. Rocile sunt mai vechi şi mai dure în fâşia de lângă munte (paleogen) şi mai moi şi mai noi în partea sudică (mio-pliocenă). Pe această structură eroziunea a impus forme structurale derivate, între care, în prim plan sunt: văile structurale, interfluviile consecvente, numite muscele, şi şirurile de depresiuni de contact, cu caracter subsecvent, toate acompaniate de cueste.

Văile principale sunt consecvente (Topolog, Argeş, Vâlsan, Râul Doamnei, Bratia, Bughea, Râul Târgului şi Argeşel). Ultimele trei văi sunt şi transversale peste anticlinalul Măţăului. Văile secundare, în bună parte subsecvente sau oblice pe structură, impun cueste pe distanţe mici.

Interfluviile de tip muscele, mult mai înalte spre munte unde şi rocile sunt mai dure, coboară către sud mai lin decât înclinarea stratelor. Rezultă, pe aceste muscele, înşeuări pe stratele moi şi cueste în unghi, cu vârfuri mai proeminente, pe stratele dure, inclusiv trepte şi mici suprafeţe structurale.

În cadrul lor, şi paralel cu muntele, apar *şiruri de depresiuni şi bazinete subsecvente* restrânse, legate transversal prin înşeuări structurale.

• *Primul aliniament de depresiuni*, de contact cu muntele, se dezvoltă, ca şi următoarele, pe râurile principale. Începând de la Olt, apar următoarele depresiuni: Jiblea-Sălătrucel, Sălătruc (pe Topolog), Arefu (pe Argeş), Nucşoara-Corbi (pe Râul Doamnei), Cândeşti (pe Bratia), Albeşti-Bughea (pe Bughea), Câmpulung (pe Râul Târgului), Pravăţ (pe Argeşel) şi Stoieneşti (pe Dâmboviţa). Dar, depresiunile Bughea-Câmpulung sunt pe un sinclinal, în spatele dealurilor de anticlinal Măţău-Ciuha-Ciocanu.

• În sudul şirului depresionar se dezvoltă un *aliniament de dealuri masive*, înalte de peste 1000 m, din care se desprind spre sud muscelele propriu-zise, mai joase şi mai despădurite. Aliniamentul de dealuri masive este următorul: Faţa Mare (1067 m), Tămaş (1104 m, la vest de Argeş), Chiciora (1218 m, cel mai înalt deal subcarpatic), Bahna-Dealuri (1122 şi 1142 m), Ciocanu (886 m), Ciuha (750 m) şi Măţău (1018 m), toate trei pe un anticlinal, şi Groapa Oii (951 m).

[4] Gr. Posea (1993), *Subcarpaţii Măţăului, Studii şi Cerc. de Geogr*., tom XL, Editura Academiei.

• La contactul rocilor mai vechi şi mai dure din nord (conglomerate helveţiene) cu cele din sud (meoţian-daciene) apare un aliniament nou de cueste orientat est-vest, cu depresiuni *intracolinare subsecvente* de contact, deluroase: Şuici-Cepari (pe Topolog), Albeşti de Argeş, Robaia-Domneşti (pe Râul Doamnei), Slănic, Berevoieşti (pe Bratia), Schitu Goleşti (pe Râul Târgului), unde practic se opresc, respectiv trec în aliniamentul de contact cu Podişul Getic (la Jugur etc., fig. 34). Acest şir depresionar şi *înşeuările structurale* ce le leagă, este urmat de o şosea modernizată care uneşte Câmpulung de Curtea de Argeş.

• *Depresiunile subsecvente de contact cu Podişul Getic* (culoarul Subcarpaţi-podiş), marchează contactul cu pietrişurile de Cândeşti (fig. 34). Se materializează bine între Topolog (Tigveni) şi Dâmboviţa, dar încep de la Olt, cu sud-estul depresiunii de lăsare Râmnicu Vâlcea (respectiv Barza-Budeşti-Aldeşti) şi continuă pe râul Sâmnic (subsecvent în partea inferioară), la Tigveni. După Tigveni urmează depresiunea Curtea de Argeş (cea mai importantă). Între Olt şi Curtea de Argeş contactul e marcat şi de o şosea principală. Mai spre est se conturează următoarele depresiuni de contact: Costeşti-Vâlsan (pe Vâlsan), Retevoieşti (pe Râul Doamnei), Vlădeşti (pe Bratia), Lăzăreşti (pe Râul Târgului) şi Jugur-Boteni (pe Argeşel). În continuare, până la Dâmboviţa, nu apare o depresiune clară, deoarece între Malu cu Flori şi Cetăţeni, Carpaţii Curburii (Leaota) trec puţin şi la vest de Dâmboviţa (între Cetăţeni şi Malu cu Flori).

Subcarpaţii Curburii

Se extind între Dâmboviţa şi Trotuş şi sunt *cei mai complecşi* şi cei mai laţi dintre Subcarpaţi (până la 30 km lăţime). Complexitatea se referă atât la structură şi tectonică, dar şi la relief şi provine din diversitatea petrografică supusă eroziunii şi din mişcările cuaternare diversificate şi ele de la un loc la altul.

Între *aspectele tectono-structurale* se remarcă o cutare mai puternică, mai puţin regulată, cu falieri, chiar încălecări, şi cute diapire mai intense (în special între Dâmboviţa şi Cricovul Sărat). În plus, între Dâmboviţa şi Buzău se intercalează şi formaţiuni montane, între care doi pinteni paleogeni şi două cuvete (între Buzău şi Teleajen). De asemenea apar: unele cuvete (Izvoarele, pe stânga Dâmboviţei, Calvini-Cislău şi Dealul Cerbului, pe Buzău), unele sinclinale (Ocniţa-Edera-Cocorăştii Capli), iar subcarpaţii externi (între Buzău şi Trotuş) încorporează şi pietrişuri de Cândeşti, dovedind intensitatea mişcărilor postvillafranchiene.

Pe de altă parte, apar *mai multe şiruri* de dealuri şi depresiuni (în special la est de Teleajen), dar depresiunile şi dealurile nu mai sunt ordonate strict în şiruri paralele evidente (în special la vest de Buzău). În fine, aceşti subcarpaţi sunt deplasaţi, pe Dâmboviţa, cu 15 km mai la sud faţă de Subcarpaţii Măţăului (ca şi Leaota din nordul lor).

În cadrul Subcarpaţilor Curburii se deosebesc *trei sectoare morfostructurale*, despărţite de văile Slănic-Buzău şi Teleajen-Cricovul Sărat, cu un subsector de interferenţă, Prahova-Teleajen-Cricovul Sărat.

– *Subcarpaţii Dâmboviţei şi Prahovei* se interferează puternic cu muntele printr-o fâşie nordică de cretacic axată pe un sinclinal şi un anticlinal, marcate bine între localităţile Runcu şi Comarnic. Nu impun depresiuni de sinclinal şi de contact, decât unele foarte mici, de eroziune, la Bărbuleţu, Râul Alb, Runcu (pe Ialomicioara), Pietroşiţa (pe Ialomiţa), Talea şi Comarnic. La est de Prahova, până la Teleajen, se resimt influenţele estice din Subcarpaţii Buzăului, în special cele ale pintenilor paleogeni. Aici şirurile de depresiuni, începând cu cel submontan, se deplasează cu unul mai la sud faţă de şirurile de la vest de Prahova. Astfel, şirul submontan apare pe prelungirea estică a sinclinalului de Breaza. Acest aliniament se remarcă prin micile depresiuni submontane

de la Frăsinet (E. Breaza, pe Prahova), Brebu (pe Doftana), Bertea, Slănic şi ajunge la Măneciu (în spatele pintenului de Homorâciu).

Mai la sud urmează o fâşie sinclinală de eocen cu badenian în ax şi care se extinde de la Gemenea Brătuleşti (pe Dâmboviţa) până la Breaza (pe Prahova). Se impune numai prin câteva lărgiri cu aspect de depresiuni intradeluroase la: Gemenea Brătuleşti, Gura Bărbuleţului (pe Râul Alb), Buciumeni (pe Ialomiţa), Bezdead (pe Bizdidel) şi Breaza (pe Prahova). Sinclinalul continuă şi în est, dar deplasat mai spre sud, pe la Telega, Cosminele, Vărbilău (pe Slănic), Vălenii de Munte.

O alta este fâşia de oligocen care are pe marginea nordică şi cretacic montan (pe la Fieni), între Vulcana Băi şi Cornu (pe Prahova). Este dominată de un sinclinal în est (Urseni-Proviţa de Sus), iar în vest de mai multe cute, între care un anticlinal pe la Vulcana-Băi. Aici se poate urmări un al treilea şir de mici depresiuni (intracolinare) la: Izvoarele (pe Dâmboviţa), Vulcana-Băi, Pucioasa, Valea Lungă (pe Cricovul Dulce) şi Câmpina, de unde se continuă cu anticlinalul Câmpina şi cu şirul citat mai sus (Telega-Vălenii de Munte).

Fâşia pliocenă, mai sudică, este mai lată şi are un sinclinal foarte larg, care ajunge în est tot la Câmpina, iar sudul său e marcat de un anticlinal tectonizat, salifer, care la Schela Glodeni impune o butonieră locală, acesta trecând şi pe la nord de Ocniţa. Fâşia respectivă determină un al patrulea şir de depresiuni foarte mici, intradeluroase şi formate tot prin lărgirea văilor, la Vulcana-Pandele, Glodeni şi la Mislea-Podeni, o depresiune mult mai extinsă.

Marginea sudică a acestor subcarpaţi este dominată de dealuri cu formaţiuni romaniene, pe un sinclinal larg ce trece pe la Şotânga, Doiceşti, Ocniţa, Edera de Jos şi Cocorăştii Caplii (pe Prahova). Între Ocniţa şi Cocoreşti are pietrişuri de Cândeşti în ax. În fine, şi mai în sudul acestor dealuri apare un anticlinal salifer care se aliniază pe la Aninoasa, Gorgota, Moreni, Floreşti, Băicoi, lărgirile locale respective (excepţie Floreşti) putând fi socotite ca al cincilea rând de depresiuni, intradeluroase.

Relieful în general este dominant deluros, influenţat de eroziunea diferenţială, dar fără a impune şiruri largi şi clare, deşi, incipient apar şi mici şiruri de dealuri paralele muntelui. Depresiunile sunt foarte mici şi deluroase.

Dealurile se grupează în *masive alungite mai ales de la nord la sud* şi nu est-vest. Lipite de munte sunt masivele deluroase Bărbuleţu (în NV, între Dâmboviţa şi Râul Alb) şi Dealurile Bezdeadului (între Ialomicioara de Leaota şi Bizdidel). Alte două grupări de dealuri se alungesc de sub munte în culmi care merg până la câmpie: Dealurile Vulcanei (între Râul Alb-Dâmboviţa şi Bizdidel-Ialomiţa) şi Culmile Sultan-Teişu (între Cricovul Dulce, Proviţa şi Prahova). Partea central-sudică este ocupată de Dealurile Ocniţei (între Ialomiţa-Bizdidel şi Cricovul Dulce). Situaţia se continuă şi la est de Prahova: Culmea Doftanei (între Prahova şi Doftana), Dealurile Cosminele (până la Râul Vărbilău) şi Plaiurile Bertea-Bughea. Între Prahova şi Cricovul Sărat există, la exterior, şi un şir de măguri şi *dealuri tipice de anticlinal*: Băicoi, Ţintea, Degeraţi şi Bucovel (pe trei anticlinale).

Rezultă că structura cutată de tip subcarpatic se impune tectonic foarte puţin în acest sector. Ba chiar, sectorul respectiv are o serie de asemănări cu Muscelele şi mai ales cu Subcarpaţii Vâlcii. Totuşi se observă 4-5 şiruri de bazinete depresionare în vestul Prahovei şi trei în est, dominant pe sinclinale, dar şi de contact şi de anticlinale.

- *Subcarpaţii Buzăului*, extinşi până la Slănicul de Buzău, sunt cei mai complecşi, cei mai laţi şi foarte tectonizaţi, dar au şi multe caractere structural-tectonice tipic subcarpatice. Ca particularităţi: se interferează cu pinteni paleogeni şi cuvete montane, care impun dealuri şi depresiuni oblice pe munte; prezintă cuvete sinclinale subcarpatice

paralele pintenilor, materializate mai bine transversal pe râul Buzău (fig. 20); rocile sunt mai diversificate, apărând des gresii, calcare şi conglomerate; cutele diapire sunt accentuate; masivitatea dealurilor este mai pronunţată în arealul pintenilor, dar şi în rest, din cauza cutelor mai strânse, uneori faliate şi a rocilor mai dure; prezintă inversiuni de relief mai dese; între Buzău şi Slănic contactul cu muntele este marcat mai ales de înşeuări; depresiunile din cuvetele specifice Buzăului au fost transformate de râu în depresiuni transversale pe structură (Pătârlage, Cislău, Unguriu) (fig. 20).

Structurile şi cea mai mare parte din culmile deluroase, ca şi unele depresiuni se aliniază SV-NE, cu excepţia culoarului depresionar Apostolache-Sângeru-Nişcov şi a Culmii Istriţa-Ceptura, care se dirijează aproape E-V.

• În partea de NV se află două cuvete sinclinale şi doi pinteni paleogeni intruşi din munte. Cea mai nordică este *Cuveta Măneciu-Ceraşu*, în care s-a sculptat Depresiunea Ceraşu şi mai la vest, Măneciu. Culmea de anticlinoriu *Homorâciu*, închide spre sud cele două depresiuni.

• Urmează *Cuveta de Văleni-Drajna-Chiojdu*, mult mai extinsă, impusă de un alt sinclinal. Porţiunile de NE, Chiojdu-Poeniţele, aparţine de munte şi e drenată spre Buzău, pe când Drajna, către Teleajen. Este închisă de pintenul Văleni, un anticlinoriu tectonizat extins între Buzău şi Teleajen; i s-a dat numele de *Culmea Priporului* (823 m) şi este o prelungire a Culmii Ivăneţu. Acest pinten este traversat de şosea între Poseşti şi Târleşti (pe râul Zeletin).

• În sudul Culmii Priporului există un sinclinal, lărgit mult către râul Buzău, unde formează *Cuveta de Calvini*, cu pietrişuri de Cândeşti. În cadrul său s-a sculptat Depresiunea Pătârlage (dar perpendiculară pe sinclinal) şi alte două mai mici: Gura Vitioarei (pe Teleajen) şi Cărbuneşti-Şoimari (pe Lopatna). Sinclinalul se continuă şi la est de râul Buzău până la sud de Dealul Ursoaia (728 m) situat pe flancul său (face parte din Dealurile Blidişelului).

• *Dealul Salcia* (717 m), o culme de anticlinal tectonizat, barează în sud Depresiunea Şoimari şi Cuveta de Calvini, delimitând şi depresiunile Pătârlagele de Cislău. Mai la vest de Apostolache (pe Cricovul Sărat) acest anticlinal devine şi mai tectonizat, schimbând direcţia către vest, merge pe la nord de Depresiunea Podeni, ajungând, pe Teleajen, în dealul de cuestă de la Coada Malului.

• Un al patrulea şir depresionar, de sinclinal-cuvetă, se află la *Cislău*; acest sinclinal se continuă în vest până la Sângeru şi Apostolache (pe Cricovul Sărat). Pe un ax central al cuvetei s-a instalat Cricovul, iar sinclinalul mai nordic al cuvetei ajunge până în *Depresiunea Podeni-Măgurele*, unde se pierde.

• *Depresiunea Nişcovului* reprezintă al cincilea şir depresionar, axată numai în vest pe un sinclinal (în estul depresiunii se pierd structurile anticlinoriului Istriţei); spre vest ea se continuă, cu o parte din şirul depresionar anterior – Lapoş, Sângeriu, Apostolache, Podeni-Măgurele (fig. 20).

• *Dealul Ciolanu* (pe anticlinalul Lapoş-Ciuta) separă depresiunile Cislău şi Nişcov, el având şi un diverticol care merge paralel cu râul Buzău (D. Cerbului) axat pe sinclinalul Nişcovului şi e format din pietrişuri de Cândeşti. Dar, între îngustarea de la Ciuta (pe Buzău) şi gura Nişcovului mai apar încă două lărgituri ale văii Buzăului, impuse de sinclinale, la *Pârscov* şi la *Unguriu*, ridicând numărul aliniamentelor depresionare dintre Buzău şi Teleajen la şapte.

Acest sector dintre Teleajen şi Buzău poate fi socotit „Subcarpaţii" pintenilor, ai cuvetelor sinclinale, ai butonierelor şi a 6-7 şiruri de depresiuni legate între ele prin valea Buzăului.

• Ultimul aliniament al Subcarpaților Buzăului este unul de dealuri de anticlinoriu: *Istrița-Ceptura şi Bucovelul*. Primul este foarte tectonizat, are deasupra calcare sarmatice, dar în el apar şi roci mai vechi. Prezintă şi câteva butoniere: Sărata-Monteoru (situată mai mult pe flanc de anticlinal), Rotari (în Dealul Cepturei), Călugăreni, Şcheii, Fințeşti şi Vespeşti (toate în sudul Culmii Ciortea-Dealul Mare) (*L. Badea*, *Gh. Niculescu*, 1964). Al doilea compartiment, Bucovelul, între Teleajen şi Cricovul Sărat, este foarte slab cutat, prin două anticlinale, între care s-a insinuat bazinul Bucovelului săpând şi aici o depresiune semibutonieră.

• *Între Buzău şi Slănic* există o situație mai puțin complexă. Locul pintenilor este luat de un şir de înşeuări şi mici bazinete de contact, munte-subcarpați, care se înşiră de la *Pătârlage-Sibiciu*, pe la *Colți*, *Bozioru*, *Brăeşti*, *Lopătari*, ultimele două fiind şi pe un sinclinal submontan. Cuvetele sinclinale (Calvini, Cislău, Pârscov, Unguriu) se închid la est de Buzău, iar cutele se pierd şi ele între două falii care trec pe la vest de Chiliile şi pe la Mânzăleşti. La est de Mânzăleşti stratele rămân monocline, cu excepția aliniamentului Berca-Arbănaşi.

La sud de aliniamentul Sibiciu-Lopătari, pe prelungirea sinclinalului Calvini spre Odăile, între Buzău şi Slănic, pe roci helveține, se găsesc trei masive deluroase: *Blidişel* (819 m) – *Ursoaia* (între Buzău şi Bălăneasa, cu dominantă sinclinal şi monoclin), *Dealurile Dâlma-Botanu* (801 m, cu dominantă de monoclin) (între Bălăneasa şi Sărățel) şi *Dealul Bocu* (822 m), sau *subcarpații interni*, continuați către SV cu *Dealurile Pâclelor* (între Sărățel şi Slănic), sau *subcarpații externi*. Acestea din urmă se află mai mult pe monoclin pliocen. Primele trei masive sunt axate pe două sinclinale şi un anticlinal între ele. În lungul anticlinalului şi parte pe sinclinal, se extinde *Culoarul depresionar Răteşti* (mănăstire)-*Scorțoasa-Grabicina* (axată pe valea Grabicina continuată cu Sărățelul inferior). Paralel cu aceasta, dar pe anticlinalul dealurilor Pâclelor, s-a mai format un culoar depresionar deluros, discontinuu, cu semibutoniera de la Berca, butoniera Murătoarea-Pâclele-Beciu şi cuestele limitrofe, sau *Culoarul depresionar Berca-Policiori-Vintilă Vodă*.

- *Subcarpații Vrancei* sunt mult mai apropiați de tipul clasic subcarpatic, având:

• un şir de bazinete şi înşeuări submontane în principal de sinclinal;

• un şir de dealuri subcarpatice situate între două aliniamente de falii inverse, dominate parțial de un sinclinal;

• un şir de depresiuni subsecvente şi intradeluroase, situate la contactul cu dealurile externe;

• un şir extern de dealuri de tip cueste, formate pe monoclin acoperit cu strate de Cândeşti şi prelungite piemontan spre câmpie.

Şirul depresiunilor submontane se delimitează de munte printr-un abrupt de falie. Între Slănic de Buzău şi izvoarele Milcovului sinclinalul submontan este acoperit de pânza carpatică, bazinete depresionare de contact apărând la Lopătari, Bisoca, Jitia (pe Râmnicul Sărat) şi Niculele (pe formațiuni dominant helveține). În continuare, pe văile longitudinale Zăbala şi Putna şi pe o cuvetă elipsoidală (cu trei sinclinale) se dezvoltă culoarul depresionar al Vrancei, compus din două grupări de depresiuni: Nereju-Năruja (pe Zăbala) şi Bârseşti-Tulnici-Negrileşti (pe Putna). Culoarul continuă, pe sinclinalul marginal, şi la Soveja (pe Şuşița). După o întrerupere impusă de Dealul Tiharale (658 m), mai apare un bazinet la Mănăstirea Caşin.

Aliniamentul dealurilor subcarpatice, foarte viguros, închide culoarul depresiunilor amintite şi este axat pe un aliniament strâns cutat, limitat de falii şi în care se evidențiază mai bine un sinclinal pe la Dealul Răchitaşu. Se încadrează acestui şir următoarele dealuri: Bisoca (Ulmuşorul, 943 m), Dealul Roşu (944 m, în fața Depresiunii Niculele),

Gârbova (979 m, lângă Nereju), Răchitaşu Nerejului (867 m, lângă Nereju, pe sinclinal helveţian), Răiuţi (960 m, lângă Năruja), Ghergheleu (849 m, în parte pe monoclin, situat lângă Bârseşti-Negrileşti), Dealul Lozii (815 m), Răchitaşu (892 m în faţa Sovejei) şi Ouşoru (753 m, în faţa Mănăstirii Caşin). Este necesar de subliniat că partea estică a acestor dealuri se lăţeşte foarte mult pe monoclin sarmato-pliocen, apărând chiar aliniamente incipiente de cueste, cu spinările orientate spre depresiunile intradeluroase.

Depresiunile intracolinare, subsecvente, de contact cu dealurile externe de tip cueste, încep de pe Râmnicul Sărat cu Buda-Deduleşti şi continuă pe Râmnic până la Dumitreşti; trec apoi pe râul Râmna, pe la localităţile Plopu-Odobasca-Poiana Cristei; urmează Depresiunea Mera (pe Milcov), care se continuă prin unele înşeuări aliniate în spatele Măgurii Odobeşti, până la Depresiunea Vidra (pe Putna); prin intermediul văii Vizăuţi (Vizantea) se trece în Depresiunea Câmpuri-Răcoasa (alungită pe valea Şuşiţa). Mai spre nord, între vf. Ouşoru şi Piemontul Zăbrăuţ, se formează un mic bazinet, la Pralea (pe valea Popenilor, afluent al Trotuşului). Aceste depresiuni au oarecare asemănare, ca geneză, cu cele de la contactul Muscelelor Argeşului cu Podişul Getic.

Dealurile externe, de tip cueste, formate din pietrişuri de Cândeşti, se lipesc de Subcarpaţii Vrancei ca un şir extern la contactul cu Câmpia Râmnicului. Între ele, Măgura Odobeşti are strate foarte înclinate, rezultând o creastă de hogback, cu vârfuri numite titile. Şirul acestora este format din Dealurile Râmnicului (Blăjani 483 m, Budei 611 m şi Căpăţânei 524 m), Deleanu (694 m, închide depresiunile Poiana Cristei şi Mera), Măgura Odobeşti (996 m, închide depresiunile Mera şi Vidra), Momâia (630 m, închide Răcoasa) şi Piemontul Zăbrăuţ (531 m, închide Depresiunea Pralea).

Subcarpaţii Moldovei

Mai simpli decât ceilalţi subcarpaţi, se compun din trei mari depresiuni subcarpatice, două culmi deluroase subcarpatice principale şi un culoar de contact cu Podişul Moldovei. Toate sunt oblice pe Carpaţi şi paralele cu râurile Moldova, Bistriţa şi Tazlău-Trotuş. Sunt mai vechi decât restul Subcarpaţilor, fiind formaţi din strate miocene cutate, pe alocuri, la exterior, păstrându-se şi urme de sarmaţian piemontan necutat, care este specific Podişului Moldovei. Pe Trotuşul inferior există o tranziţie între Subcarpaţii Curburii şi cei ai Moldovei, în sensul că Depresiunea Tazlău se continuă şi în Subcarpaţii Curburii, cu Depresiunea Caşin, iar în sud-estul Culmii Pietricica, se găseşte un mic fragment piemontan (prelungit către nord cu un glacis) continuare a Piemontului Zăbrăuţ de la Curbură; este Piemontul Orbenilor (sau Pănceşti).

Poziţia oblică pe Carpaţi a aliniamentelor subcarpatice a fost explicată de M. David (1932) ca urmând cutele „saliferului" care fac un anume unghi cu cele ale flişului. Fenomenul este însă şi un efect al eroziunii râurilor (Tazlău şi Cracău) care au erodat lateral mai mult spre munte în unele porţiuni.

- *Depresiunile subcarpatice* sunt următoarele: Tazlău-Caşin, Cracău-Bistriţa şi Neamţ (sau Neamţ-Topoliţa). Ele s-au format pe sinclinorii. Dar, nu întregul uluc depresionar se lipeşte direct de flişul montan. Astfel, Depresiunea Tazlău prezintă dealuri subcarpatice între râurile Tazlăul Mare şi Tazlăul Sărat, în timp ce în nord şi în sud ia contact direct cu flişul. Depresiunea Cracău-Bistriţa are marginea lipită efectiv de Carpaţi numai pe Sectorul Piatra Neamţ şi în colţul nordic. Mai la sud şi nord de Piatra Neamţ contactul se face prin dealuri subcarpatice. Numai Depresiunea Neamţ are toată limita vestică imediat sub munte, fără dealuri intermediare. Aceasta din urmă este împărţită însă în două de cele două bazine hidrografice care o drenează, Neamţu (Ozana) şi Topoliţa, afluenţi ai Moldovei. Cele trei depresiuni se leagă între ele prin două şei largi, pe la localităţile Tazlău (pasul este la 536 m) şi Bălţăteşti.
- *Dealurile subcarpatice* sunt pe anticlinorii, dar pe acestea apar şi roci mai dure, conglomerate şi gresii. Sunt două culmi principale: Pietricica şi Pleşu. Ambele pornesc

de sub munte şi merg oblic pe Carpaţi (dar paralel cu Bistriţa şi Moldova), iar Pleşul se curbează apoi către sud, paralel cu Siretul. Ambele au câte o porţiune mai înaltă, Pleşul sub munte (911 m), iar Pietricica la sud de Bacău (740 m) şi alta mai joasă, din dealuri scunde şi şei largi. Culmea Pietricica închide în est Depresiunea Tazlăului, iar prin segmentul mai jos din NV (Chicera Mare, 501 m), separă şi Depresiunea Tazlău de cea a Bistriţei. Pe de altă parte, Culmea Pleşu desparte culoarul Moldovei de Depresiunea Neamţ, iar partea sa mai joasă, formată din trei masive deluroase de altitudini mici, închide spre est Depresiunea Cracău-Bistriţa; partea joasă mai nordică, Dealurile Bodeşti (sau Corni, 578 m), delimitează şi Depresiunea Cracău de Neamţ (partea sudică, Topoliţa). Celelalte două masive ale Culmii Pleşul sunt Dealurile Chicera (440 m) şi Dealurile Bahnei sau Runcu (507 m), spre Siret. Pe aceste ultime dealuri, situate la NE de Buhuşi, se găsesc şi urme de pietrişuri sarmatice care se remarcă prin înălţimi mai mari.

• *Culoarul Moldova-Siret* este echivalentul culoarelor depresionare de la contactul Podişului Getic cu Subcarpaţii Getici. Diferenţa constă în aceea că aici echivalentul râurilor transversale pe Subcarpaţi, îl reprezintă două văi longitudinale (Moldova şi Siretul); acestea au format un culoar depresionar de contact unitar şi foarte larg, deoarece râurile respective s-au deplasat lateral dinspre arealul care s-a înălţat mai mult (Subcarpaţii) către cel mai jos (Podişul Moldovei) şi cu roci mai moi.

Modelul geomorfologic al Subcarpaţilor

Având în vedere complexitatea şi specificitatea reliefului tectono-structural şi de eroziune al Subcarpaţilor, încercăm să expunem şi un model regional (nu tipologic), mai ales că acesta apare ca unicat pe glob.

Subcarpaţii formează, în România, un **sistem spaţial** terestru, deoarece sunt compuşi din *elemente* heterogene, de origini diferite (dealuri, depresiuni, butoniere, văi transversale, longitudinale etc.), *încatenate prin relaţii* care, împreună, compun *structuri* de sistem, se dezvoltă într-un *mediu extern* morfologic (munţii situaţi în spate şi câmpie sau podişuri, în faţă) şi au un *comportament dinamic* (evoluţie istorică, o stare actuală şi una viitoare). Deci reprezintă un sistem de tip spaţial ce *poate fi studiat (cunoscut) prin imagini variate şi succesive sintetizate în modele* (pe principii cibernetico-informaţionale).

1. *Subcarpaţii şi tectonica de la contactul Carpaţi (orogen)-platforme*

Pentru geneza structural-tectonică şi structural-morfologică se impun, pentru geografi, unele lămuriri de bază ale tectonicii de la contactul amintit.

Subcarpaţii au luat naştere pe avanfosă, dar nu peste tot pe întreaga avanfosă, ci pe latura ei internă, deşi ca limite morfologice acestea nu coincid întotdeauna.

Avanfosa este o *depresiune subsidentă*, cu sedimente de molasă, formată la marginea sistemelor cutate în stadiul final al evoluţiei lor (vezi şi *Gr. Posea* et al., Geomorfologie generală, 1970, p. 60). Ea apare după structurarea segmentelor vecine de orogen, când acestea sunt afectate de înălţări (neotectonice), compensate de o lăsare exterioară. În faza ei finală îşi formează două flancuri sau zone: una *internă* (avanfosa în sens strict) şi una *externă*. Prima este suprapusă pe fundament cutat de tip orogen (aici, chiar sedimentele avanfosei pot fi cutate), iar cea externă, pe fundament coborât de platformă, unde sedimentele avanfosei sunt necutate.

Zona externă are, geologiceşte, aspect de depresiune *asimetrică*.

Contactul către munte este tectonic (falie sau încălecări), iar cel extern este o flexură (de la care sedimentele de cuvertură molasice se îngroaşă treptat şi tot mai puternic) (vezi M. Săndulescu, *Geotectonica României*, 1984 şi V. Mutihac şi L. Ionesi, *Geologia României*, 1974). Contactul dintre zone este tot o flexură a depozitelor de cuvertură necutate; adesea însă este o falie (pericarpatică) ce reprezintă planul de şariaj al

unei ultime pânze suprapusă peste fundament (inclusiv sedimente) de platformă, avansat tectonic sub aceasta, sau este numai un plan redus de încălcare. Acest contact faliat sau şariat poate apărea la zi, sau este acoperit de sedimente mai noi transgresive peste zona internă, uneori până peste marginea muntelui.

Avanfosa *suportă acumulări* subsidente puternice, dar uneori şi şariaje, falieri, cutări, în zona internă (datorită revărsării unor pânze montane, fie cauzate de mişcări de subîmpingere ale platformelor din faţă). De exemplu, neogenul are la Odobeşti grosimi de 10 km, din care romanianul şi cuaternarul 3000 m.

În ultima fază de evoluţie a avanfosei, când este afectată de *mişcări neotectonice*, pe zona internă se formează *dealuri* şi *depresiuni*, iar pe cea externă *câmpii* (la început subsidente), sau *podişuri*.

2. *Istoricul formării noţiunii de „Subcarpaţi"*

L. Mrazec (1896) a semnalat prima dată o **depresiune subcarpatică** la poalele Carpaţilor din Oltenia. *Emm. de Martonne* (1899) o defineşte apoi ca fiind de origine tectonică şi se referă mai ales la Depresiunea Tg. Jiu. El relevă totodată rolul acesteia în evoluţia văilor carpatice. Revine de mai multe ori asupra acestui tip de relief (1901, 1904, 1907), constatându-l şi pe marginea Carpaţilor din Muntenia şi Moldova. În 1904 precizează, din nou, *originea iniţială tectonică*, dar şi *varietatea topografică regională* rezultată din evoluţia ulterioară diversă. În 1907 indică detaliat multe asemenea diferenţieri, concepând şi o schemă a evoluţiei zonei subcarpatice. Între diferenţierile de bază se remarcă: zonele de la vest de Jiu, vest de Gilort, vest de Olt, de sub Munţii Făgăraş, iar în estul Dâmboviţei arealul Ploieştiului (un relief original nemaiîntâlnit în altă parte), Depresiunea Vrancei. Totuşi şi de data aceasta rămâne la ideea că „zonă subcarpatică" este numai cea depresionară, nu şi colinele.

Începând cu 1932 *M. David* şi *V. Mihăilescu* extind noţiunea şi la dealuri, primul pentru Moldova, al doilea pentru „platforme" pericarpatice (Olteană, Bănăţeană, Someşană), care eventual au depresiuni subcarpatice. Acelaşi punct de vedere îl adoptă şi *N. Popp* (1936) în profunda sa analiză „Clasificări geografice în *Subcarpaţii româneşti*", limitându-i între văile Moldova şi Dâmboviţa. La vest de Dâmboviţa separă *ţinutul muscelelor*, ce trec şi la vest de Olt.

În 1955 *I. Sârcu* (într-un „Curs" colectiv, litografiat) şi în 1960 (Monografia Geografică a R.P.R., vol. I), *Coteţ P.* şi *Martiniuc C.* extind *Subcarpaţii până la Motru* (specificând totuşi *lipsa lor între Dâmboviţa şi Olt*). Din 1945 (*M. David* ş.a., vezi *Gr. Posea*, 1968) relieful de tip subcarpatic este „extins" şi în *Transilvania*, fie pe toată rama (Monografia geografică, 1960), fie numai pe latura estică, *între Homoroade şi Depresiunea Lăpuş* (*Gr. Posea*, 1968 şi Geografia fizică, vol. I, p. 194, 1983), sau numai până la Someşul Mare (Geografia fizică, III, 1987).

3. *Specificitatea Subcarpaţilor*

Aşa cum arată *Emm. de Martonne* (1907, 1931) şi *V. Tufescu* (1966), Subcarpaţii constituie un **tip de relief unic** pe Glob.

În **definiţiile** care li se dau, adesea se confundă „tipul" de relief sau de peisaj, cu „regiunea" sau regiunile unde eventual se găseşte acest tip. De exemplu, la *I. Sârcu* (1971): „Prin Subcarpaţi se înţelege o regiune de *dealuri din faţa Carpaţilor* … alcătuită *din formaţiuni sedimentare cutate*, în mare parte, **mio-pliocene**". El exclude deci sectorul dintre Olt şi Dâmboviţa (cu excepţia depresiunii Câmpulung). *N. Popp* (1936) se referă tot la „regiunea subcarpatică, ca o cunună de dealuri aşezată în Vorlandul Carpaţilor şi stând pe o temelie cutată". *V. Tufescu* (1966): „*o categorie morfologică carpatică originală*" (s.n.) la marginea munţilor, fundamental deosebită de dealurile şi câmpiile de

la periferia lor, …", sau „Relieful subcarpatic este contrastant şi *schimbător pe mici distanţe* (s.n.) …". *V. Mihăilescu* (1966) foloseşte denumirea de *dealuri pericarpatice* (p. 158) în care include mai mulţi termeni: depresiuni subcarpatice, dealuri subcarpatice (zise şi „prima culme subcarpatică", numite şi muscele între Buzău şi Olt), depresiunile şi platformele piemontane marginale (p. 159). El consideră că această regiune „a fost, cel puţin parţial, un mare piemont de acumulare" (p. 159).

Structural ei se compun, de exemplu, după *I. Sârcu* (1971) din *depresiuni* subcarpatice ce corespund uneori cu anticlinale sau sinclinale (p. 328). *Gr. Posea* (1968): „*şiruri de coline înalte* situate imediat lângă Carpaţi, de care sunt despărţiţi de obicei prin *depresiuni longitudinale*, şi care au o *structură cutată*, chiar diapiră, dar uneori *şi monoclinală* tectonizată". Tot *Gr. Posea* în Dicţionarul „Geografia de la A la Z" (1986) defineşte mai precis relieful subcarpatic, ca „subtip al reliefului cutat … şiruri de dealuri axate pe anticlinale şi şiruri de depresiuni axate pe sinclinale, ambele dispuse în general paralel sau oblic pe rama muntoasă …*cu multe varietăţi locale şi stadii diferite de evoluţie* ...".

4. *Modelul geomorfologic*

Model înseamnă „ceea ce întruneşte calităţile tipice ale unei categorii[5], sau tip reprezentativ, iar în ştiinţă, un sistem[6] construit în vederea studierii unui alt sistem mai complex, cu care prezintă analogie …" (M.D.E., 1972). Aşadar, în cazul Subcarpaţilor, ar fi vorba de *unul* (nu toate) *din sistemele deluroase situate la marginea imediată a Carpaţilor*. El se compune dintr-un ansamblu de elemente esenţiale, interdependente spaţial şi evolutiv, care se generalizează la marginea externă a Carpaţilor, între văile Moldova şi Motru. Extinderea modelului, sau varietăţilor sale, este posibilă şi pe alte laturi.

În ce priveşte **caracterele esenţiale** ale lor, unele sunt unanim admise, altele parţial. Între cele unanime amintim: *poziţia* „sub"-Carpaţi, depresiuni „sub"-carpatice, dealuri „sub"-carpatice, *origine* tectonică (iniţială şi cel puţin parţială) a depresiunilor subcarpatice (uneori şi a celor intradeluroase) şi a dealurilor. La acestea se adaugă: *paralelismul* depresiunilor şi al şirurilor deluroase faţă de rama muntoasă, *roci neogene* moi şi *aflorând variat* pe distanţe mici, *variate forme structurale* (pe cute şi monoclin), *depresiuni de contact* sau/şi *bazinete de obârşie, văi largi* cu *terase vaste şi deformate* în profil longitudinal, *văi transversale şi longitudinale combinate variat*, multe *captări*.

Însuşirea principală rămâne totuşi *geneza tectono-structurală iniţială*. „Tipul de relief subcarpatic implică, în sine, un conţinut dominant tectono-structural … prin Subcarpaţi se înţelege şirurile de dealuri şi depresiuni situate imediat la exteriorul Carpaţilor, a căror topografie coincide, în mare, cu boltirile şi lăsările largi ale cutelor, dar care în amănunt sunt dominate şi de alte forme structurale, până la inversiuni de relief" (*Gr. Posea* şi colab., 1974). În aceeaşi lucrare se fac unele precizări asupra *etapelor evolutive*, din care reiese, de asemenea, semnificaţia sensului tectono-structural ca şi anumite caractere. Este vorba de două etape (p. 344).

- Prima etapă se remarcă printr-o triplă acţiune: „formare progresivă a unor cute diapire; apoi, erodarea acestora în măsura în care devin uscat; acumularea concomitentă a ulucurilor depresionare situate în spatele culmilor, cu sedimente diverse, obişnuit mai grosiere, iar a celor din exterior cu formaţiuni mai fine.

[5] Noţiune fundamentală şi de maximă generalizare, reflectând însuşirile şi relaţiile cele mai esenţiale şi mai generale, ca de exemplu, munte, deal (M.D.E.).

[6] Sisteme: ansamblul de elemente care sunt în interdependenţă, alcătuind un întreg organizat (M.D.E.).

• În a doua etapă, când şi depresiunile devin uscaturi, *eroziunea diferenţială* găseşte un câmp propice de acţiune dar cu *multe diversificări locale*, între care falierile şi pătura superioară a pietrişurilor romanian-villafranchiene vor juca un rol deosebit, uneori ducând către *epigenii*. În acest sens, complex, trebuie înţeles aspectul structural al reliefului subcarpatic …". De altfel, acest sens a fost numit „*determinare tectono-structurală*".

Elementele esenţiale care intră în componenţa tipului subcarpatic de relief sunt următoarele: *depresiuni subcarpatice* determinate tectono-structural (situate pe sinclinale sau sinclinorii), *dealuri subcarpatice* situate pe anticlinale sau anticlinorii, plus/sau nu *depresiuni intracolinare* (de sinclinal, de cuvetă, de contact) şi *dealuri externe* (pe anticlinale, sau pe monoclin). Urmărind însă în teren aceste elemente se observă *o imensă varietate locală*, cu unele posibilităţi de generalizare regională sau sectorială.

a) *Depresiunile subcarpatice* se reunesc în formă de culoar (Depresiunea Olteană), alteori se individualizează (exemplu, Câmpulung), sau rămân numai înşeuări (între Buzău şi Slănic), iar în unele cazuri, lângă munte apar direct dealuri. Există şi situaţii când acelaşi culoar depresionar trece din poziţie subcarpatică în intracolinară (Chiojd-Drajna-Cosminele-Telega-Câmpina), sau se deschide larg pe văi în cele intradeluroase (Bumbeşti către Tg. Jiu ş.a.).

Cât priveşte raportul cu structura, situaţia se poate generaliza astfel:

• în Oltenia s-a format un sinclinal subcarpatic, dar pe alocuri are cute secundare şi margini faliate, dând şi aspect de graben, iar la sud de Măgura Slătioarei sunt culmi de monoclin;

• în Muscele (de la Bistriţa Vâlcii la Dâmboviţa) se formează doar depresiuni de contact, excepţie Câmpulung – pe sinclinal;

• între Dâmboviţa şi Prahova apare o fâşie de mezozoic peste care există un sinclinal trecând pe la Talea, Pietroşiţa, Runcu – pe care se axează însă înşeuări („interferenţa Carpaţi-Subcarpaţi");

• în continuare se intercalează pinteni carpatici cu cuvete oblice (Slănic şi Chiojd); cuvetele sunt pe sinclinorii şi au în est poziţie subcarpatică, dar spre vest sunt mai mult intercolinare, sau impun dealuri; de exemplu, sinclinalul de Slănic se continuă în vest „intracolinar" pe la Brebu (Doftana), Breaza (Prahova), Bezdead, Buciumeni (Ialomiţa), Gura Bărbuleţului (pe Râul Alb, unde se afundă); la fel, sinclinalul de Chiojd-Drajna se prelungeşte, la vest de Teleajen, pe la Vârbilău (Slănic) şi Câmpina, unde devine intradeluros; aici, complicaţia e şi mai mare, deoarece, dacă socotim pintenii ca fiind carpatici, depresiunile de Slănic şi Drajna devin intracarpatice şi nu subcarpatice; într-un asemenea caz devine subcarpatică şi depresiunea Vitioara-Calvini situată pe sinclinalul cuvetei de Calvini; în fapt, sinclinalul de Calvini trece, la est de Buzău, pe la Cozieni-Odăile-Chiliile, adică sigur intracolinar;

• între Pătârlage şi Lopătari (pe Slănic) apare un sinclinal subcarpatic, dar pe care sunt înşeuări şi nu depresiuni;

• de la Lopătari la Bisoca pânza flişului acoperă fâşia de dezvoltare a sinclinalului marginal, lipsind şi depresiunea morfologică, iar de la Bisoca la Trotuş se întinde Culoarul Vrâncean, suprapus pe mai multe cute, fiind în fapt o înşiruire de bazinete erozionale de contact, închise în exterior de dealuri situate pe sinclinale suspendate;

• în Moldova ulucul depresionar se dezvoltă pe sinclinoriu, dar acesta are şi anticlinale marginale, cele interioare fiind culcate (împinse de fliş), iar cele exterioare (Pleşu-Pietricica) sunt redresate uneori până la verticală.

Se pune întrebarea: ce aspecte reţinem pentru modelul generalizat ? Răspunsul: *sinclinalele depresionare*, care sunt dominante, dar cu foarte multe variante.

b) *Dealurile subcarpatice* axate pe anticlinale, care închid depresiunile de sub munte, apar des între Jiu şi Bistriţa Vâlcii, uneori şi la Curbură şi în Moldova. Dar şi acestea au *dublări*, *falieri*, *bombări*.

- Între Buzău şi Slănic cei doi pinteni sunt pe anticlinale.
- În Vrancea închiderea depresiunii se face însă cu dealuri de sinclinal (Răchitaşu, Răiuţ, Gurbăneasa ş.a.).
- La nord de Trotuş apare anticlinalul Pietricica-Pleşu, dar discontinuu, pe alocuri numai cu monoclin.
- La vest de Jiu anticlinalul aproape dispare rămânând un monoclin. La fel în Muscele, excepţie anticlinalul Măţău-Ciocanu.

Ca generalizare se reţine: *şiruri de dealuri* pe cute anticlinale, pe anticlinorii, sau pe sinclinale şi pe flancuri de cute.

c) *Depresiunile intracolinare de sinclinal, sau de cuvetă* sunt specifice numai la Curbură şi între Tg. Jiu-Cărbuneşti-Cârligei. Ele nu formează însă un culoar unitar intradeluros, deoarece apar bifurcări, întreruperi etc. Se succed uneori, paralel, câte două-trei (între Prahova şi Buzău).

d) *Depresiunile intracolinare de contact* apar tipice în Muscele (contactul cu Piemontul Getic) şi între Slănic (Buzău) şi Trotuş: Dumitreşti, Mera, Vidra, Caşin. În această categorie intră şi depresiunile de la contactul piemont-Subcarpaţii Olteniei, ca şi „depresiunea" Moldova-Siret, care a luat naştere în acelaşi mod, dar unificată de o hidrografie longitudinală (Moldova şi Siret) şi e numită curent Culoarul Moldova-Siret.

Concluzia este că depresiunile intradeluroase din Subcarpaţi (punctele c şi d) *sunt atât tectono-structurale* (pe sinclinale, altele sunt butoniere sau văi de anticlinal), *cât şi de contact sau bazinete* erozionale; ele sunt *mai puţin ordonate în şiruri*, cu excepţia celor de contact cu podişurile, iar cele pe cute pot forma local şi 2-3 aliniamente.

e) *Dealurile interioare şi externe de anticlinale*, sinclinale, sau de brahianticlinale se găsesc în sectorul Bistriţa Vâlcii-Olt, Dealul lui Bran (lângă Jiu) şi la Curbură, în special între Prahova şi Buzău.

f) *Dealurile externe de monoclin* se întâlnesc, ca un ultim şir, între Slănic (Buzău) şi Trotuş, dominate de strate de Cândeşti şi având aspect de cueste sau hogback.

Rezultă **trei concluzii**: elementele esenţiale amintite mai sus *se combină variat* de la un loc la altul; în combinaţie intră *minimum două elemente* de bază (un şir depresionar şi altul de dealuri) şi maximum 6-7 (dealurile şi depresiunile intradeluroase care pot apărea, în plus, în 2-3-4 şiruri); *complexitatea creşte* din Oltenia şi Moldova *către Curbură*, cu un maximum în bazinele Prahova-Buzău.

Modelul general în secţiune transversală, se realizează în *trei variante*:

a) depresiune subcarpatică de sinclinal şi dealuri subcarpatice de anticlinal;

b) „a" + o depresiune intracolinară şi un şir de dealuri externe (ambele putând fi sau nu tectono-structurale;

c) „a" + mai multe şiruri de depresiuni intracolinare, plus dealurile dintre ele.

Apar însă şi **modele regionale**, în număr de cel puţin 8-9 pentru exteriorul Carpaţilor şi 4 pentru estul Transilvaniei (Lăpuş, Muscelele Năsăudului, Bistriţa şi Târnave, ultimul cu aglomerate vulcanice).

Modelele din exteriorul Carpaţilor sunt:

- vest de Jiu – cu început de cută sinclinală, lipsind însă cuta anticlinală (apare un uşor monoclin datorită lăsării arealului Tg. Jiu);
- Olt-Bistriţa Vâlcii (muscele în nord şi cutat în sud);
- Muscele;

• Subcarpaţii Prahovei (au în plus măguri de brahianticlinal care apar lângă Câmpia Târgovişte-Ploieşti);

• Subcarpaţii pintenilor (cu 2-5 rânduri de depresiuni intradeluroase şi de dealuri);

• Vrancea (cu o depresiune pe mai multe cute, cu dealuri de sinclinal şi dealuri externe de monoclin);

• moldovenesc (depresiuni formate pe sinclinoriu cu mai multe cute şi dealuri pe anticlinoriu, dar în parte şi pe monoclin);

• cu dealuri lângă munte (unele porţiuni mici din Moldova, dar şi la Curbură).

- Cât priveşte **„Subcarpaţii" Transilvaniei**, şi ei s-au încetăţenit, ca denumire, pentru latura de est a podişului respectiv . Motivele principale de admitere sunt: au *peisaj* subcarpatic, *şiruri* de depresiuni şi dealuri subcarpatice (care le închid). Dealurile, şi accentuăm, sunt *net separate de podiş*. Totuşi, aceşti subcarpaţi *nu se încadrează modelelor generale* amintite, *dar se compun din elemente specifice anumitor subtipuri*, ca de exemplu: similitudini cu Subcarpaţii Moldovei, ai Vrancei, cu Muscelele Argeşului, sau cu ale unor părţi mai evoluate ale Subcarpaţilor de Curbură care includ multe inversiuni de relief. De aceea, şi aici deosebim, deocamdată următoarele *submodele*:

- Subcarpaţii Lăpuşului (depresiuni de eroziune situate pe mai multe cute, închise de culmi uşor cutate şi compuse din conglomerate);
- Muscelele de tip Năsăud;
- Subcarpaţii de tip Târnave (depresiuni pe anticlinale cu sare în ax şi dealuri acoperite cu aglomerate vulcanice);
- Subcarpaţi de tip Bistriţa Bârgăului, mai puţin evoluaţi.

Bibliografie – Subcarpaţi

Badea L. şi colab. (1964), *Les mouvements néotectoniques pleistocenes et le modèle fluviatile des Subcarpates entre le Motru et le Buzău*. „Rev. Roum. Geogr.", t. 8.

Badea L., Niculescu Gh. (1964), *Harta morfostructurală dintre Slănicul Buzăului şi Cricovul Sărat*. „St. şi cerc. geogr.", t. 11

Botezatu R. (1982), *Modele geofizice ale alcătuirii geologice a României*, Editura Academiei

Brânduş C. (1981), *Subcarpaţii Tazlăului*. Editura Academiei.

David M. (1932), *Relieful regiunii subcarpatice din districtele Neamţ şi Bacău*. „B.S.R.R.G.", t. L, 1931.

Emm. de Martonne (1931), *Europe Centrale*. „Geogr. Univ." Tom. IV, vol. 2, Paris.

Emm. de Martonne (1981 şi 1985), *Lucrări geografice despre România*, Editura Academiei, vol. 1 şi 2.

Gârbacea V. (1956), *Piemontul Călimanilor*, „St. cerc. geol. geogr. ", filiala Cluj, Acad. R.P.R., VII.

Gârbacea V. (1960), *Observaţii morfologice în partea de nord-est a Podişului Transilvaniei*. *Prob. de geogr*., VI.

Ielenicz M. (1999), *Dealurile şi podişurile României*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*.

Lupaşcu Gh. (1996), *Depresiunea Cracău-Bistriţa*. Editura Corson, Iaşi.

Martiniuc C. (1946), *Date geomorfologice în legătură cu Subcarpaţii româneşti (Subcarpaţii Moldovei şi cei din Transilvania)*. Lucr. Inst. Cer. Geogr. 1947-1950.

Martiniuc C. (1946), *Problema unei regiuni subcarpatice şi a unităţilor geografice învecinate pe rama de vest a munţilor Harghita-Perşani*, „Rev. Geog. Rom." Vol. III.

Martiniuc C. (1964), *Masivul Ciungilor, caracterizare geologico-geomorfologică*, „Analele Universităţii Iaşi, t. X, Ser. Geol.-geogr."

Mihăilescu V. (1932), *Marile regiuni morfologice ale României*, „B.S.R.R.G.", 1931.

Mihăilescu V. (1936), *România, geografie fizică*.

Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*.

Mrazec L. (1899), *Câteva observări asupra cursurilor râurilor în Valachia*. „An. Mus. De Geol. şi Paleont.", 1896.
Mrazec L. (1900), *Contribution a l'etude de la depression Subcarpatique*, „Bul. Soc. St. Bucureşti", IX.
Murgeanu Gh. (1951), *Formarea depresiunilor Câmpulungului*, Comun. Acad.
Murgoci Gh. (1917), *Tectonica Subcarpaților la Apus de Ialomița*. Dări de seamă, Inst. Geol. vol. VII.
Mutihac V., Ionesi L. (1974), *Geologia României*.
Niculescu Gh. (1963), *Terasele Teleajenului în zona subcarpatică, cu privire specială asupra mişcărilor neotectonice cuaternare*, *Probl. de geogr*., IX.
Olteanu Fl. (1958), *Depresiunea subcarpatică între Ozana şi Buzău*, „An. Com. Geol.", vol. XXXI.
Paucă M. (1942), *Asupra reţelei hidrografice şi morfologiei regiunii de la curbura de SE a Carpaților*., „Rev. geogr. rom.", V.
Popp N. (1936), *Clasificări geografice în Subcarpații româneşti*, „B.S.R.R.G.", 1935.
Popp N. (1939), *Subcarpații dintre Dâmbovița şi Prahova*, „Studii şi Cerc. Geogr.", III.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului*, Editura Ştiințifică.
Posea Gr. (1963), *Relieful de cuestă din apropierea Clujului*, „Comunic. de geogr., Soc. Şt. Nat. şi Geogr.", II.
Posea Gr. (1968), *Problema Subcarpaților în Transilvania*, „Natura, ser. Geogr.", nr. 4.
Posea Gr. (1969), *Asupra suprafeţelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, Lucr. Inst. Ped. Oradea.
Posea Gr. (1993), *Subcarpații Mătăului*. *St. şi Cerc. de Geogr.,* t. XXXIX, Editura Academiei.
Posea Gr. şi colab. (1974), *Relieful României*.
Posea Gr. şi colab. (1986), *Geografia de la A la Z*.
Sârcu I. (1971), *Geografia fizică a R.S.R.*
Sârcu I. şi colab. (1955), *Geografia fizică a R.P.R.,* Litografia învățământului.
Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*.
Tufescu V. (1966), *Subcarpații şi depresiunile din Transilvania*, Editura Ştiințifică.
Velcea V., Savu Al. (1982), *Geografia Carpaților şi a Subcarpaților româneşti*.

Relieful tectono-structural şi structural din Carpați

Între studiile de început în această direcție menționăm pe *Emm. de Martonne* (1907, 1924) şi *D. Burileanu* (1941), iar mai târziu au avut preocupări următorii: *R. Ficheux* (1929, 1996), *I. Berindei* (1971), *Popescu-Argeşel* (1977) şi *P. Tudoran* (1983) pentru Munții Apuseni, *F. Mateescu* (1961), *M. Grigore*, *Dida Popescu* şi *N. Popescu* (1967), pentru Munții Banatului, *Gh. Niculescu* (1957) şi *P. Urdea* (2000) pentru Godeanu-Ţarcu-Retezat, *Silvia Iancu* (1970) pentru Parâng, *E. Nedelcu* (1959, 1967) pentru Făgăraş şi Iezer, Valeria Velcea (1961) pentru Bucegi, *I. Bojoi* (1971) pentru Hăşmaş, *N. Barbu* (1970, 1971, 1976) pentru Bucovina, *I. Donisă* (1968) pentru bazinul Bistriței ş.a.

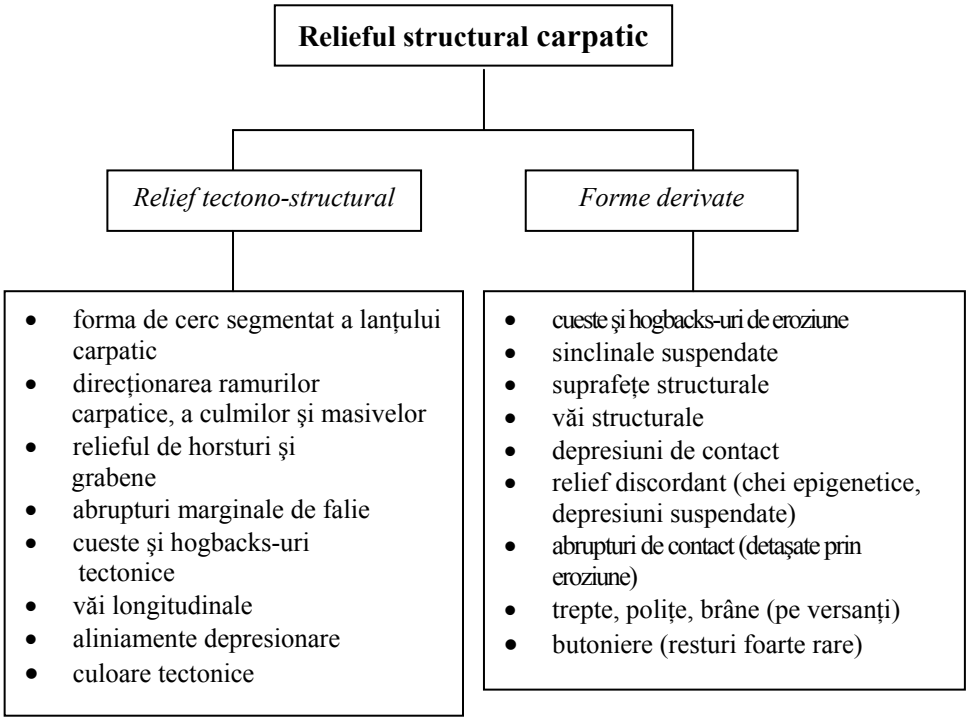
Ca importanță, relieful tectono-structural din Carpați este bine reprezentat, deşi nu i s-a acordat atenția cuvenită în raport de exemplu cu suprafețele de eroziune. La modul general există şi aici cele două mari *categorii de reliefuri* întâlnite în Subcarpați, tectono-structurale şi derivate, dar în principiu cu alte tipuri de forme şi cu altă ordonare. Astfel, în cadrul formelor *tectono-structurale* se includ: forma de cerc a lanțului Carpatic, direcționarea ramurilor muntoase, a culmilor şi masivelor, relieful de horsturi şi grabene, abrupturile marginale de falie, cuestele şi hogbacks-urile tectonice, segmentele de văi longitudinale (între pânze, pe sinclinale, pe falii), aliniamentele depresionare şi culoarele

(Timiş-Cerna, Mureş, Bran-Rucăr etc.). În categoria formelor *structurale derivate* (prin eroziune) există: cueste şi hogbacks-uri de eroziune, sinclinale suspendate, petice de suprafețe structurale, văi structurale, depresiuni de contact etc.

Formele structurale cuprinse în cele două categorii pot fi reduse, într-o tratare general-regională, la *trei probleme esențiale*: aliniamente de reliefuri impuse de tectonică şi structură, văi tectono-structurale şi forme structurale de amănunt determinate dominant de eroziunea diferențială locală.

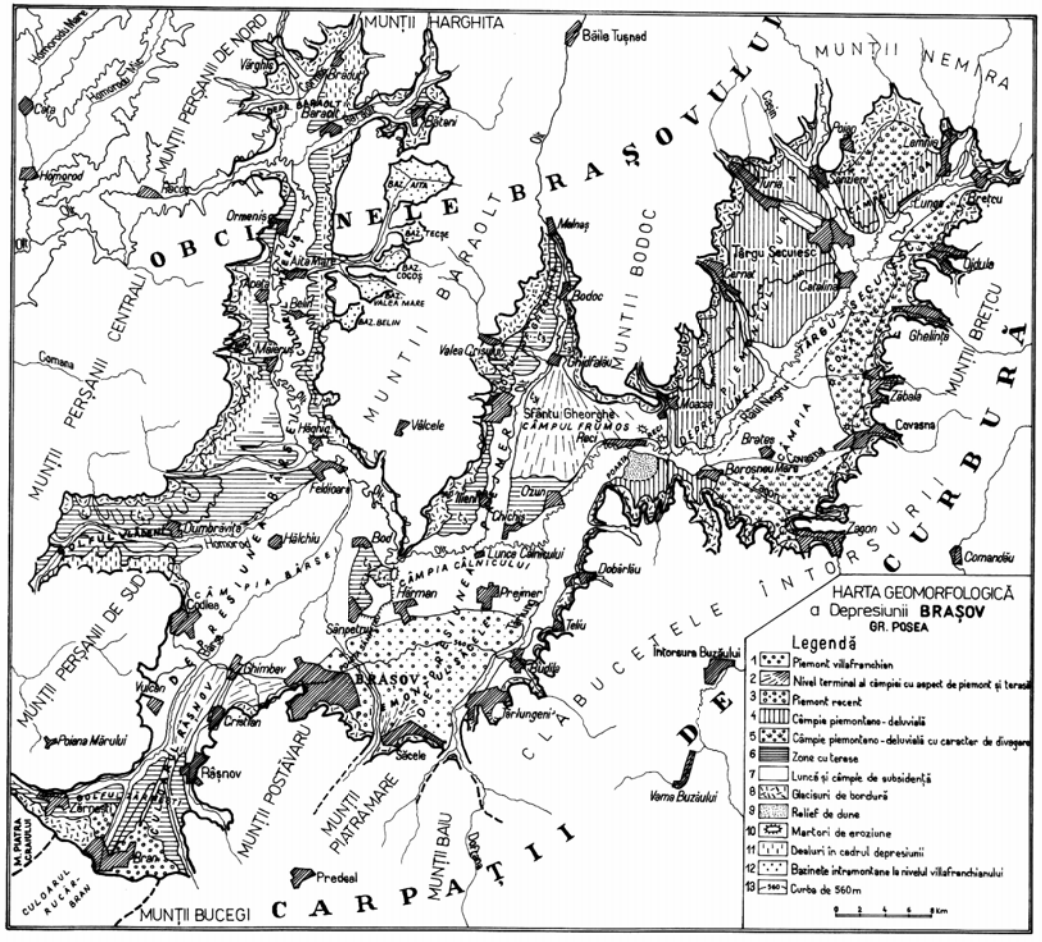
- *Aliniamentele carpatice* ordonate de factorul tectono-structural se referă la trei nivele: forma de cerc a Carpaților Româneşti (tratată la Tectonica plăcilor şi la Sistemul geomorfologic românesc), aliniamentele ramurilor carpatice şi, în al treilea rând, aliniamentele de culmi, masive, depresiuni şi abrupturi marginale.

În Carpații Orientali se observă aliniamente paralele de culmi şi masive, văi şi depresiuni, toate conforme cu orientarea pânzelor, a anticlinoriilor şi a cutelor-solzi. Sunt remarcabile cuestele şi hogbacks-urile formate pe pânze şi pe cutele-solzi, în principal fără participarea eroziunii în determinarea asimetriilor.



La Curbură, aliniamentele respective prezintă un aspect curbat (în exterior), linear în Depresiunea Braşov (pe falia crustală Rucăr-Braşov-Oituz) şi linear-paralel pe latura nordică montană a Braşovului. Ordonarea aceasta este legată de modul cum au reacționat blocurile cristaline din fundament (cu o tectonică în tablă de şah, rezultată din interferența liniilor tectonice ale Orientalilor şi Meridionalilor) la mişcările pliocen-cuaternare (fig. 35 şi 13).

Masivele Meridionalilor se direcționează conform cutelor cristalinului getic şi autohton. Aici şi faliile marginale determină abrupturi mai pregnante decât în celelalte ramuri, unde totuşi apar.


MUNȚII HARGHITA
MUNȚII NEMIRA
MUNȚII PERȘANII DE NORD
MUNȚII PERȘANII CENTRALI
MUNȚII PERȘANII DE SUD
MUNȚII BARAOLT
MUNȚII BODOC
MUNȚII BRETCU
MUNȚII POSTĂVARU
MUNȚII PIATRA MARE
MUNȚII BAIU
MUNȚII BUCEGI
CARPAȚII CURBURII
DEPRESIUNEA BRAȘOVULUI
DEPRESIUNEA BRAȘOV
CÂMPIA CÂLNICULUI
CÂMPIA BRAȘOVULUI
CULOARUL RUCĂR-BRAN
CULOARUL RUCĂR-BRAN
CLĂBUCETELE ÎNTORSURII
Baile Tușnad
Homorodu Mare
Homorodu Mic
Vârghiș
Bârsa
Baraolt
Sâcele
Homorod
Hăghig
Ormeniș
Aita Mare
Aita Mică
Baraolț
Bâlea
Bâlea Lac
Bâlea Cascadă
Bâlea Cerbului
Bâlea Poiană
Bâlea Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Lacului
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Poienii
Bâlea Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful
Bâlea Vârful Lacului
Bâlea Vârful Poienii
Bâlea Vârful Șaua
Bâlea Vârful

În Munții Banatului și în Apuseni, situația este în parte similară cu cea a Meridionalilor, dar se adaugă fragmentarea mai accentuată a blocurilor montane, care au impus un peisaj de horsturi și grabene.

- *Văile longitudinale*, pe sectoare, s-au fixat la contactul dintre pânze sau între cutele-solzi ale flișului, pe contacte tectonice în șisturile cristaline (Lotru-Jiuri-Cerna, Nera, Mureșul), pe grabene (Crișurile, Timișul, Bistra ș.a.). Alteori văile urmează depresiuni longitudinale (Maramureș, Gheorgheni, Ciuc, Brad-Hălmagiu) sau chiar transversale (Brașov). La Curbură și chiar în Meridionali văile longitudinale sunt în special cele de ordinul doi.
- *Formele structurale de amănunt* prezintă stiluri deosebite după următoarele tipuri de structuri în care au fost sculptate: structurile flișului, stratele mezozoice situate pe cristalin, cutele de amănunt ale șisturilor cristaline și stratele sedimentare terțiare din depresiunile intramontane sau de pe marginea munților. În fliș eroziunea a sculptat cueste și hogbacks-uri de eroziune, văi structurale, forme de versant (trepte, polițe, brâne, pereți abrupți pe stratele verticale). Pe rocile sedimentare mezozoice și terțiare s-au format cueste, mici suprafețe structurale, depresiuni de contact și reliefuri discordante mai ales pe marginea Munților Apuseni. În cutele cristalinului se impun praguri, rupturi de pantă, mai rar începuturi de cuestă și de văi structurale, circuri asimetrice, toate în funcție de unele strate subțiri de roci mai dure intercalate în șisturile cristaline.

Modul de grupare al peisajelor structurale impun **trei regiuni**, conforme concepției regionale geologice: Carpații flișului, Carpații Meridionali împreună cu cei ai Banatului și Munții Apuseni.

1. **Carpații Orientali și de Curbură** prezintă cel mai dezvoltat relief structural dintre toate ramurile noastre montane. Originalitatea o impune în primul rând flișul, care are o mare varietate structurală. Formele structurale din aceşti Carpați se ordonează mai întâi în trei fâșii (exclusiv vulcanicul): flișul, sinclinalul marginal mezozoico-cristalin și sedimentarul paleogen vestic sau transilvan.

a) *Fâșia flișului* (fig. 36) este formată din aliniamente paralele de pânze, cute solzi din cadrul pânzelor, deversate spre est, sinclinale și anticlinale care apar uneori în cadrul pânzelor, contacte tectonice între pânze și bombări și lăsări locale ale cutelor. Toate acestea sunt orientate de la nord-vest către sud-est până la valea Trotușului, iar de aici se curbează către sud-vest. Pe toate aliniamentele respective se axează și principalele aliniamente de culmi și masive, dominante fiind cele de tip *obcină*. La Curbură apar însă nu culmi, ci *masive mici* (și *clăbucete*) dispuse în mare pe câte o altă pânză și pe sinclinale aliniate curbat. Tot aici Depresiunea Brașovului este transversală pe pânze și pe Carpați, dar conformă cu o falie crustală, iar munții din marginea sa nordică sunt tot obcine, dar mai joase. În Carpații Orientali se observă chiar și o concordanță între locurile de apropiere sau depărtare a cutelor și mersul similar al culmilor. Un exemplu de răsfirare a culmilor îl prezintă obcinele din nordul râului Moldova, iar în sens invers cele de la sud, în special la sud de Gura Humorului unde acestea se adună. O altă concordanță este și aceea între „ferestrele" geologice și contururile în semicerc ale reliefului, ca cele de la izvoarele Cracăului, de la Slănicul Moldovei sau din Vrancea.

În acest cadru general al flișului se remarcă în primul rând cuestele și hogbacks-urile tectonice, dar și cele de eroziune, cu formele derivate, precum și două particularități, una dată de stratele masive de conglomerate și alta de pintenii de la Curbură.

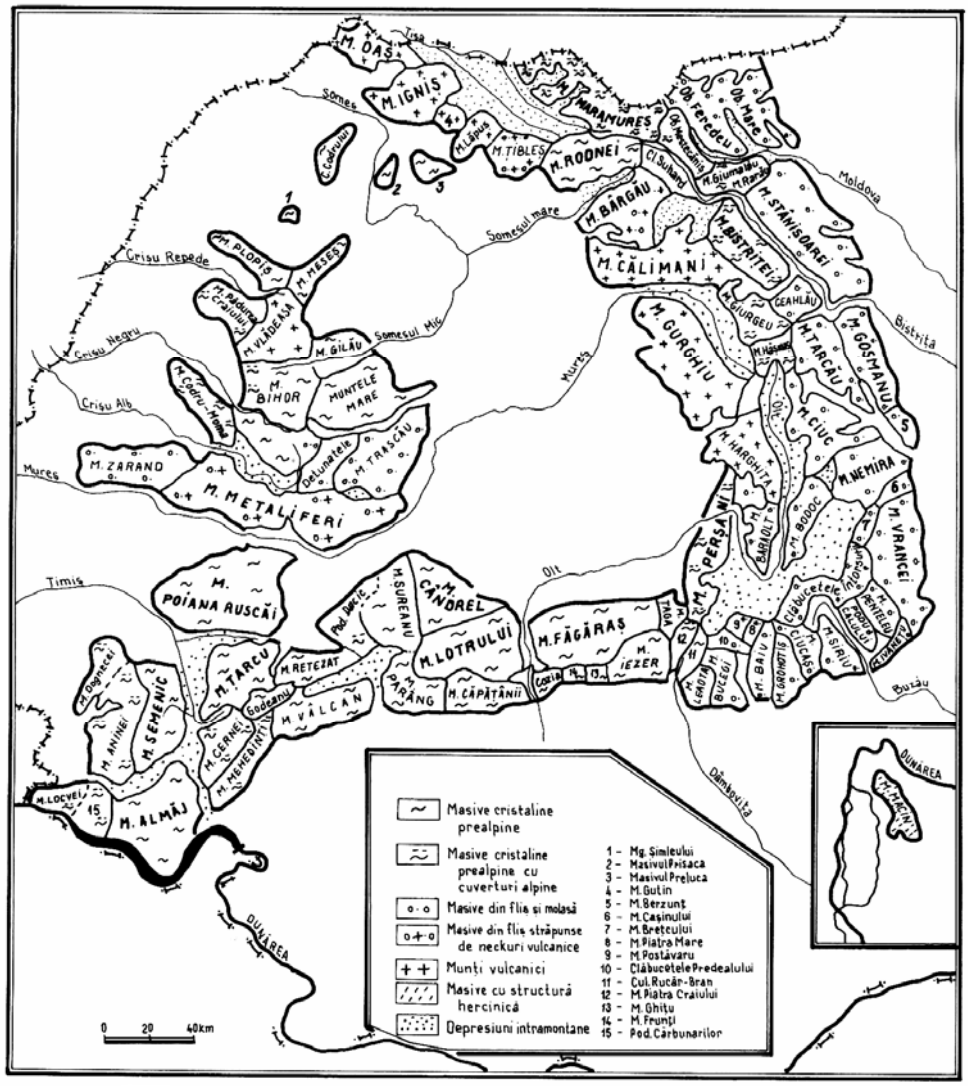


Fig. 36 – Tipuri de munţi după structură şi petrografie (Gr. Posea)

• *Hogbacks-urile* şi *cuestele* respective au fost mai bine studiate în Obcinele Bucovinei de către *N. Barbu* (1970, 1972). Acestea s-au axat pe pânze ale flişului. Frontul lor este orientat către nord-est şi est. În cadrul acestora cutele-solzi ale pânzelor au impus hogbacks-uri sau cueste mai mici. Când apar mai multe aliniamente de cueste pe o pânză, frontul estic este cel mai înalt. Cele mai tipice hogbacks-uri sunt în Bucovina, reprezentate prin multe culmi paralele, uşor asimetrice, respectiv monocline; asimetria este dată de flancul vestic al cutelor de obicei mai lung. La baza fronturilor de cueste-hogbacks-uri apar segmente de văi longitudinale, iar sub frontul pânzei chiar depresiuni subsecvente. În mod concret, din studiile lui *N. Barbu* (1972) rezultă că Obcina Feredeu este un hogback calat pe pânza de Audia, care domină prin fruntea sa de circa 300-400 m Culoarul Moldoviţei, iar în partea opusă spinarea cade spre Culoarul Moldova-Sadova. Culmea are însă şi un reflex petrografic deoarece se înscrie pe gresiile silicioase ale solzilor, iar văile pe şisturi argiloase (Amănunte vezi la *N. Barbu* şi în *Relieful României*, p. 361, 1974). Ceva mai la est, Obcina Mare se încadrează pânzei de Tarcău. Se compune din aliniamente de cueste-hogbacks-uri ordonate pe cute-solzi, iar subunităţile obcinei sunt cauzate de unele sinclinale, anticlinale şi semiferestre din cadrul pânzei.

Mai la sud de Obcinele Bucovinei relieful de hogbacks-uri se atenuează, multe aliniamente de vârfuri principale fiind determinate de roci mai dure păstrate pe *sinclinale suspendate* şi aceasta mai ales la Curbură. Între culmile axate pe sinclinale sau pe flancurile acestora citäm: Stânişoara, Nemira, Zârna şi Goru (în Vrancea), Penteleu şi Siriu (sinclinalul din Siriu vine dinspre Covasna). Există şi *culmi de anticlinal*, cum este cea a Munţilor Baiu.

• *Relieful structural pe conglomeratele flişului* cretacic se întâlneşte în Ceahlău, Ciucaş şi Bucegi unde aceste strate sunt şi foarte groase. Ceahlăul se află pe un sinclinal care se impune prin abrupturi mari, un platou structural şi trepte, polițe, brâne. Pe platou s-au format şi diverse reliefuri de amănunt cu specific petrografico-conglomeratic. Ciucaşul prezintă şi intercalaţii de gresii, iar ca forme se impun abrupturile marginale, cu coloane, mici suprafeţe structurale, precum şi hogbacks-uri, polițe, brâne, trepte şi „tigăile" petrografice. Munţii Bucegi au conglomerate groase de circa 1000 m, intercalate cu gresii, blocuri mari de calcare (Mecetul Turcesc ş.a.) şi unele strate calcaroase. Prezintă abrupturi mari către est, nord şi vest, un platou structural cu şiruri de cueste aliniate nord-sud şi în potcoavă faţă de Ialomiţa, ce curge pe axul local. Cuestele externe au frontul spre Prahova şi către Bran, iar cele interne se aliniază văii Dorului. Mai prezintă brâne, polițe trepte, iar pe platou „babe" şi un „sfinx". Masivul Bucegi a fost studiat amănunţit de Valeria Velcea (1961).

În Piatra Craiului conglomeratele sunt mai subţiri, impunându-se mai mult calcarele din aşa-zisul sinclinal marginal al cristalinului (vezi mai departe).

• *Relieful de cuvete şi pinteni*, de la Curbură, amintit şi la Subcarpaţi, se evidenţiază şi în munţi. Se remarcă îndeosebi Cuveta de Drajna care se extinde pe la Nehoiu până la confluenţa celor două Bâşte. În mare, este un sinclinal deformat. Cuveta de Slănic apare în munte numai până la Slon. Mai departe continuă totuşi cu înşeuări, pe un sinclinal deformat ce trece pe sub masivul Siriu, peste bazinul superior al râului Harţagu, către Bâsca Mare. Între cele două cuvete se află anticlinalul pintenului de Homorâciu, cu gresie de Tarcău, trecând prin vârful Smeuretu. Al doilea pinten, cel de Văleni, este o prelungire a Culmii Ivănețu, axată pe cute-solz şi pe un sinclinal suspendat, cu gresie de Fusaru.

b) *Sinclinalul marginal al cristalinului* menţine deasupra, cu precădere, calcare triasice, jurasice şi cretacice. Areale mai mari de calcare se păstrează în Obcina Lucina şi Rarău şi în munţii Hăşmaş-Bicaz. Între ele se înşiruie clipe calcaroase care stau pe un cristalin mai înălţat; acestea impun vârfuri dominante, ca la Tarniţa, Aluniş, Clifele,

Greabănul (la sud de Rarău) şi Măgura Hangului, Piatra Comarnicului şi Bâtca Arsurii (către Bicaz). În Obcina Lucina flancurile dure ale sinclinalului (dolomite şi calcare triasico-jurasice) determină două aliniamente de culmi înguste, iar în Rarău se menţine un frumos sinclinal suspendat. Şi în masivul Hăşmaş se află un sinclinal calcaros suspendat, dar şi mici platouri structurale, relief de fereastră geologică, văi de falie etc. (I. Bojoi, 1971). În Munţii Bicazului calcarele, care impun culmile, alternează cu gresii şi marne ce au favorizat fixarea şi lărgirea văilor.

La Curbură sinclinalul marginal este localizat între Piatra Mare, Postăvaru, Bucegi şi Piatra Craiului, dar în Bucegi domină conglomeratele cretacice iar în celelalte sunt specifice calcarele jurasice. Acestea din urmă determină cueste, hogbacks-uri şi sinclinale suspendate, iar în Bucegi, întinse suprafeţe structurale. Cuestele mari din Bucegi au frontul orientat către Prahova, iar aripa opusă spre Culoarul Bran. Culmea Piatra Craiului cade pe calcarele jurasice ale flancului vestic al sinclinalului Brănean. Fâşia axială a acestui sinclinal, aflată aproximativ pe valea Dâmbovicioarei, este umplută cu conglomerate care apar în relief ca un platou structural, mai înalt decât restul Culoarului Bran şi care a fost transformat de râul amintit într-un adevărat uluc local.

c) *Relieful structural al sedimentarului paleogen din latura vestică* se găseşte în munţii Ţibleş şi Bârgău, în sudul Munţilor Rodnei şi în Depresiunea Maramureş. Formele principale sunt cuestele, suprafeţele structurale şi văile structurale, determinate de stratele mai dure formate din gresii şi conglomerate.

2. **Carpaţii Meridionali şi Munţii Banatului** prezintă reliefuri structurale impuse de: cutele şi faliile cristalinului, sedimentarul mezozoic de deasupra şi sedimentarul terţiar din depresiuni.

- *În masivele cristaline* reliefurile structurale sunt determinate de direcţionarea cutelor, contactul Autohton/Getic, falii şi intercalaţii de strate mai dure în şisturile cristaline.

Cutele au cam aceeaşi direcţie ca şi lanţul muntos. Începând din Făgăraş, Geticul, care este dominant, îşi aliniază cutele NE-SV şi E-V în apropiere de Olt; mai la vest apar două virgaţii, una cu o buclă spre nord (prin Munţii Cibin-Şureanu) şi alta către sud-vest, oprindu-se la autohtonul Parângului. De la Poiana Ruscăi cutele încep o curbare spre sud-vest, iar în Banat ajung nord-sud. Cutele Autohtonului sunt aliniate nord-est – sud-vest, din Parâng şi până în Almăj, ca şi aliniamentul granitoidelor. O orientare similară are şi axa Cerna-Depresiunea Petroşani (cu cele două Jiuri), continuată cu valea Lotrului.

Cutele se grupează în anticlinorii, uneori asimetrice, pe care se aliniază masivele montane. Un exemplu este Culmea Făgăraşului axată pe un anticlinoriu cu flancul sudic mai prelung, ca şi relieful Făgăraşului. Ceva mai la est se află şi anticlinalul Leaotei. În schimb Godeanu, situat pe centrul Autohtonului, se găseşte pe un sinclinal suspendat (Gh. Niculescu, 1965). O impunere aparte în relief o au faliile, contactul Autohton/Getic, culoarele tectonice şi coborârile axiale ale anticlinoriului care impun limite între grupe montane şi între masive.

- *Relieful structural de pe sedimentarul suprapus cristalinului* se evidenţiază mult mai direct. Pe pânza Getică apar petice sedimentare la Vânturariţa-Buila (NV de Olăneşti), în arealul Pui (Haţeg), la Gura Văii (vest de Drobeta-Turnu Severin), pe valea Cernei şi pe cea mai mare fâşie situată între Reşiţa şi Moldova Nouă. Peste tot domină calcarele jurasice şi cretacice, dar apar şi gresii şi conglomerate. Sedimentarul Autohtonului se remarcă în următoarele locuri: o fâşie olteană care merge pe la Polovragi-Ciungetu-Câmpul lui Neag-Oslea şi apoi continuă pe Cerna până la Cazanele Mari ale Dunării; în Banat există şi o altă fâşie între vf. Svinecea Mare şi Sviniţa (Almăj). Domină calcarele triasice şi jurasice.

În ambele cazuri, calcarele impun în relief masive izolate, creste şi bare. În cadrul acestor forme mari se delimitează şi sinclinale suspendate, cueste şi mici suprafeţe structurale, creste de flanc sinclinal şi văi structurale.Ca forme de amănunt complexitatea creşte în Banat, dar cele mai impozante sunt Creasta Buila-Vânturariţa şi Oslea (Piatra Cloşanilor) la izvoarele Motrului, săltate mult pe sinclinale sau pe flancuri redresate ale acestora.

Se întâlnesc şi alte aspecte locale specifice. În Munţii Piatra lui Iorgovan (est de Godeanu), Gh. Niculescu (1965) a remarcat un mare abrupt de cuestă, orientat către nord. Calcarele de aici se alungesc apoi pe Cerna (până la Herculane), unde sunt cunoscute crestele Ciuceava Mare şi Mică sau relieful de ciuceve[7]. Calcarele din Munţii Banatului se remarcă prin multe inversiuni de relief şi cueste. Pe sinclinoriul Autohtonului (Svinecea Mare-Şvinița) din Munţii Almăj apare o alternanţă de calcare variate, gresii cuarţitice şi conglomerate, care se extind din malul lacului până în vf. Svinecea Mare. Pe toată această distanţă se găsesc trepte şi abrupturi masive, orânduite pe alocuri şi în şiruri de cueste slab evidenţiate. Frontul superior de cuestă trece prin Svinecea Mare şi Tâlva cu Rugi (*M. Grigore şi colab.*, 1967). Pe sinclinalul Geticului (Reşiţa-Moldova Nouă) întâlnim munţii calcaroşi cei mai extinşi din Banat (Munţii Aninei şi Podişul Cărbunari). Aceştia au inversiuni de relief (mai ales în vest), dar se remarcă şi prin multe forme concordante cu structura: creste de anticlinal (Culmea Leurdişului), văi de sinclinal (parte din valea Domanului), cueste, hogbacks-uri, abrupturi (marginile Culmii Leurdiş) şi văi de falie (cursul superior al Caraşului). Între formele de inversiune se citează butoniera Natra-Dobra, văi şi depresiuni de anticlinal (la izvoarele Minişului), culmi şi platouri de sinclinal ca Tâlva Cârjii (*F. Mateescu*, 1961).

- *Relieful structurilor din depresiunile intramontane* este prezent în: Brezoi-Titeşti, Petroşani, Haţeg (cu o dominantă piemontană şi epigenii), Hunedoara, Culoarul Timiş-Cerna şi Bozovici. În general se impun stratele mai dure din paleogen şi miocen, care sunt şi monoclinale sau uşor cutate. Au fost sculptate cueste şi văi subsecvente, uneori şi reliefuri discordante. Un exemplu aparte este Culoarul de semigraben Timiş-Cerna, împărţit în trei sectoare. Sectoarele extreme (Timiş şi Mehadia-Cerna) sunt dominate, pe fondul tectono-structural, de terase; în sectorul Timişului se găsesc şi cheile epigenetice de la Armeniş. Sectorul Domaşnea-Mehadica reprezintă, pe acelaşi fond general, o depresiune suspendată în spatele unor chei (ale Globului), lipsită aproape total de terase, dar cu şiruri importante de cueste.

3. **Relieful structural al Munţilor Apuseni** prezintă o complexitate aparte, deşi dominante rămân masivele cristaline. Formaţiunile care determină reliefuri tectono-structurale şi structurale sunt: cristalinul, peticele de sedimentar permo-mezozoice de pe cristalin, flişul Munţilor Mureşului, sedimentarul terţiar al depresiunilor interne şi formaţiunile terţiare ale transgresiunilor marginale. Pe acest suport, specificul reliefului este impus de trei sau patru elemente: fragmentarea tectonică dominată de horsturi şi grabene, flişul specific fostului geosinclinal al Munţilor Mureşului (şi eruptivul terţiar din acelaşi sinclinal) şi epigeniile marginale.

a) *Fragmentarea tectonică* a creat relieful tectono-structural de bază, în prim plan fiind dominanţa horsturilor şi grabenelor, mai puţin a faliilor interioare (cu excepţia celor marginale) care au fost relativ nivelate. Dispunerea horsturilor are un specific aparte. Se porneşte de la un masiv cristalin mai extins şi situat central, Muntele Mare-Gilău, legat spre vest şi nord-vest de horstul Bihorului şi de Masivul Vlădeasa (roci vulcanice

[7] Creastă calcaroasă structurală retezată din loc în loc de văi transversale, în spatele căreia apare un uluc de înşeuări.

mezozoice), din care pornesc culmi tipice de horsturi către sud-vest, vest şi nord: Highiş (Zarand), Codru-Moma, Pădurea Craiului (dominat de sedimentar mezozoic), Plopiş şi Meseş. Tot aici grabenele sunt cele care au dirijat reţeaua hidrografică primară. Sedimentele mezozoice din Bihor, Codru-Moma şi Pădurea Craiului au impus forme structurale şi carst.

b) *Geosinclinalul flişului Munţilor Mureşului* prezintă un alt specific al blocului Apusean. El a fost străpuns de erupţii neogene, care se remarcă în vest prin „clăi" vulcanice, iar în nord-est prin dominarea calcarelor (Munţii Trascăului). Forma arcuită a acestei structuri a determinat şi o arcuire similară a Munţilor Mureşului. La contactul cu cristalinul acesta din urmă se impune prin abrupturi.

c) *Epigeniile marginale*, foarte multe, au fost cauzate de transgresiunile terţiare (dominant badenian-sarmaţiene şi panoniene) ce au acoperit un relief marginal al Apusenilor relativ fragmentat. S-a format astfel o structură discordantă, pusă în evidenţă de către unele râuri care s-au impus pe alocuri epigenetic, formând chei (în cristalin, calcare mezozoice, sau în eruptiv) şi lăsând în spate bazinete suspendate. Cheile mai cunoscute au fost formate de râurile: Hăjdate (Cheile Turzii), Tureni (Tureni), Arieş (Buru), Iara (Surduc), Aiud (Cheile Vălişoarei), Geoagiu de Nord (Râmeţi), Galda (Intregalde), Ampoiţa (Ampoiţa), bazinul Almaş-Geoagiu (Cheia Ardeului şi Cheile Cibului), Mureş (Zam şi Şoimuş-Lipova), Crişul Alb (Tălagiu, Gurahonţ şi Cociuba), Crişul Negru (Borz), Crişul Repede (Vad) , Barcău (Marca), Crasna (Şimleu), Mărgăuţa (Mărgăuţa), Călata (Morlaca), Poicul şi alte pâraie din Munţii Meseş. Unele din aceste chei sunt localizate în depresiunile sau dealurile mărginaşe Apusenilor (Borz, Şimleu, Morlaca, Tureni).

d) *Relieful structural comun cu alte ramuri montane* se găseşte cu precădere pe calcarele mezozoice, care includ şi clipele din Munţii Trascăului.

În cadrul autohtonului de Bihor şi al pânzei de Codru există formaţiuni permo-mezozoice, cu roci mai dure (conglomeratele, calcarele, gresiile uneori cuarţitice) şi altele mai moi (şisturile argiloase şi marnele). Structurile acestor roci se impun adesea cu un specific local. Astfel, în Codru-Moma partea cea mai înaltă este pe un flanc de sinclinal, iar fruntea pânzei de Codru determină un abrupt; există şi martori rămaşi din fragmentarea pânzei (Osoiu, 736 m) şi o fereastră tectonică la Briheni; au fost sculptate cueste şi văi structurale. Masivul Bihor şi Pădurea Craiului prezintă mai puţine forme structurale şi mai şterse. Apar suprafeţe structurale în „Podişul" Padiş (Bihor) şi în Pădurea Craiului. Aici contactul pânză-autohton a fost nivelat. Există şi începuturi de cueste şi mici văi structurale.

Munţii Mureşului se remarcă deosebit prin formele structurale din Trascău, dar ele apar şi în flişul Metaliferilor determinate de gresii, conglomerate şi calcare. Structura Trascăului îmbracă forma de cute şi fâşii de roci cu durităţi diferite care merg paralel cu valea Arieşului, pierzându-se la nord de Cheile Turzii. Semnificativă este culmea calcaroasă Ciumerna-Bedeleu şi o dublură estică mai scurtă, Piatra Secuiului – Culmea Râmeţi. Între cutele care se impun în relief se află: un sinclinal intern cretacic între izvoarele Ampoiului şi Iara), o bară de calcar jurasice împreună cu o fâşie de eruptiv mezozoic şi cu resturi de cristalin (între valea Geoagiu şi Cheile Turzii), un sinclinal median (cretacic), două segmente de bară calcaroasă (Râmeţi-Geoagiu şi Râmetea-Trascău) şi un anticlinal extern. Sinclinalul intern determină un platou la izvoarele Galdei şi un culoar suspendat (între Baia de Arieş şi Băişoara) care cuprinde şi Depresiunea Sălciua. Bara centrală (calcare, eruptiv, cristalin) formează masive şi creste zimţate înalte, pe aliniamentul Ciumerna-Bedeleu-Cheile Turzii; ea este traversată de chei (Galda, Geoagiu-Râmeţi, Buru, Iarei, Turzii, Tureni). În continuare şi în spatele barei externe s-a

format culoarul depresionar Vălişoara-Râmetea. Sinclinalul median (din SE) realizează un mic platou structural, iar anticlinalul extern se impune numai acolo unde în axul său apare eruptiv mezozoic (pante mai abrupte, văi mai înguste, interfluvii mai înalte).

La structurile de mai sus se adaugă *clipele calcaroase*, existente în număr mare în vestul Trascăului şi estul Munţilor Metaliferi. Ele reprezintă blocuri izolate, implantate sau suprapuse altor roci sedimentare din jur, cu dimensiuni de la circa 1 m^3 până la masive, cum este Vulcan de lângă pasul Buceş. Aici ele apar în număr mare şi dau peisajului o notă specifică. Se găsesc însă şi în alte regiuni, cum ar fi Culoarul Bran-Rucăr şi mai ales între Rarău şi Bicaz. Ca origine, ele pot fi resturi dintr-o pânză de calcare erodate (*M. Ilie*, 1957), sau foşti recifi, sau blocuri însedimentate în fliş (olistolite) aşa cum le explică *V. Ianovici şi colab.* (1969). Relieful rezultat este acela de blocuri, cu diferite forme, suprapuse suprafeţei topografice din jur, sau de chei, căpăţâni, stâlpi, dar şi masive. Cele mai mari şi mai evidente sunt clipele înşirate pe culmi (secundare sau principale): Vulcan (apare şi ca un sinclinal suspendat), Brădişor (pe cumpăna Crişul Alb-Arieş), Sfredeluşul, Piatra Craivei, Piatra Cetii, vf. Stânei (920 m, la vest de Alba Iulia) ş.a. Se observă că şi numele unora dintre acestea indică forma de relief. Se întâlnesc şi pe versanţi sau către fundul văii, mai ales pe Ampoi, pe Ampoiţa şi pe alte văi situate mai către nord unde au impus şi chei epigenetice ca cele din amonte de Intregalde pe Găldiţa (Cheile Necrileşti), sau cheile de pe flancul nordic al Pietrei Cetea (1233 m).

Capitolul XI

RELIEFUL PETROGRAFIC

România, mai ales în unităţile de orogen, are o mare varietate petrografică. În mod normal, această varietate se resfrânge şi în relief, eroziunea realizând adevărate peisaje morfopetrografice. Este destul să amintim relieful carstic din Apuseni, Munţii Banatului sau din Podişul Mehedinţi, multitudinea alunecărilor de teren de pe flişul carpatic, din Subcarpaţi sau podişurile Moldovei şi Transilvaniei, densitatea mare de crovuri de pe unele porţiuni ale Câmpiei Române etc.

Condiţiile de formare şi evoluţie ale reliefurilor petrografice depind de rocă, de agent, dar şi de climat, de etajele morfoclimatice, de anotimp, adică de tot ceea ce poate schimba, pe timp scurt sau îndelungat, procesul geomorfologic care modelează roca. Din această cauză formele realizate într-o aceeaşi rocă pot suferi modificări periodice în funcţie de procesul dominant sau intensitatea acestuia într-un anumit timp, dar şi în funcţie de stadiul de evoluţie. Există însă şi forme tipice fiecărui peisaj morfopetrografic care se perpetuează timp îndelungat chiar atunci când evoluţia formei în sine este rapidă, dar în locul celei dispărute apare alta nouă, identică.

Varietatea cea mai mare a reliefurilor petrografice o dau rocile sedimentare, care în plus ocupă şi circa 85% din teritoriul ţării. Celelalte tipuri de roci se extind pe suprafeţe mai reduse: 10% cele metamorfice şi 5% rocile eruptive (Şt. Airinei, 1969).

Studiile asupra reliefurilor petrografice sunt foarte multe, fie sub formă de articole speciale, mai ales locale şi regionale, fie în cadrul majorităţii tezelor de doctorat în geomorfologie, sau în lucrări de alt tip. Sinteze generale se găsesc în *Relieful României* (*Gr. Posea*, *N. Popescu* şi *M. Ielenicz*, 1974) şi *Geografia României* vol. I (1983).

În mod obişnuit sunt reţinute următoarele tipuri de reliefuri petrografice: pe roci cristaline, carstic, pe conglomerate şi gresii, în argile şi marne, pe nisipuri şi în loess. Relieful vulcanic îl tratăm aparte, fiind un relief mixt, structural-petrografic, dar şi de explozie şi acumulări vulcanice.

Relieful dezvoltat pe roci cristaline

Aceste roci includ pe cele metamorfice şi vulcanice vechi. Relieful corespunzător este specific masivelor cristaline din Carpaţi, în primul rând în Meridionali, Rodna, Bihor ş.a., apoi în măgurile din nordul Dealurilor de Vest, în Munţii Măcinului şi Dobrogea Centrală, sau în Podişul Mehedinţi (fig. 36).

Fiind vorba de roci dure, cristalizate, forma de relief principală rezultată este aceea de *masiv* şi/sau *culmi netede*. Masivele au aspect de cupolă (exemplu Poiana Ruscăi, Gilău-Muntele Mare, Bihor ş.a.), uneori modelate în trepte. Culmile montane se desprind adesea dintr-un nod central al masivului (ca cele din Meridionali, Rodna, Semenic ş.a.), dar pot avea şi formă de obcină (Obcina Mestecăniş, Munţii Perşani). *Văile* au un profil transversal în V ascuţit, cu versanţi foarte înclinaţi dar uniformi ca pantă. Ele formează

obişnuit *defilee* (Lăpuş, Jiu, Olt, Porţile de Fier), sau *chei* (Morlaca-Huiedin, Marca-Barcău, Poicu ş.a.). Un specific aparte îl dau şi *abrupturile marginale*, iniţial de falie, în special cele de la contactul cu reliefurile mai joase (depresiuni, podişuri, dealuri).

O altă caracteristică a masivelor şi culmilor cristaline este aceea că păstrează *reliefuri vechi* provenite de la perioade sau etape succesive ale evoluţiei, cum sunt peneplenele, umerii de eroziune, pedimentele şi inselbergurile. Astfel, toate masivele cristaline din Carpaţi, dar mai ales cele înalte din Meridionali, Rodna sau Bihor, se remarcă prin treptele lăsate de mai multe suprafeţe de nivelare. În mod deosebit toate masivele sunt retezate de pediplena carpatică, iar în Dobrogea Centrală şi Munţii Măcinului de altele şi mai vechi.

Masivele şi culmile de peste 1800 m conservă de asemenea relieful glaciar din würm şi relieful periglaciar, care însă coboară mult mai jos, la circa 800 m (grohotişuri fosile şi abrupturi, grohotişuri active în etajul alpin).

Cât priveşte *formele minore*, ele sunt legate de un proces de alterare sau/şi de dezagregare dirijat pe pliurile şisturilor cristaline sau de fisurile rocilor vulcanice vechi. Rezultatul este o scoarţă de alterare pe locurile mai netede, grohotişuri la poala versanţilor, nişe nivale şi chiar arenă granitică şi blocuri sferoidale (la poala Măcinului).

Ca *peisaje regionale* se observă o diferenţiere între masivele care au etaj alpin (Meridionali, Rodna) şi cele mai joase, împădurite. Primele sunt dominate de relief glaciar şi periglaciar, cu creste sau custuri, strungi, circuri, văi glaciare etc., dar păstrează şi resturi ale pediplenei carpatice. Masivele şi culmile împădurite sunt obişnuit mult mai netede, dar pot avea şi grohotişuri fosilizate şi o scoarţă groasă de alterare.

Peisaje aparte impun rocile cristalino-granitice din Măcin (creste şi dezagregări sub formă de lespezi mari păstrate pe culmi) şi măgurile cristaline din nordul Dealurilor de Vest (măgurele Şimleului, Ţicăului sau Prisaca, Făget). Pe şisturile verzi din Dobrogea Centrală se remarcă o suprafaţă ondulată de eroziune şi cupole de inselberguri.

Relieful carstic

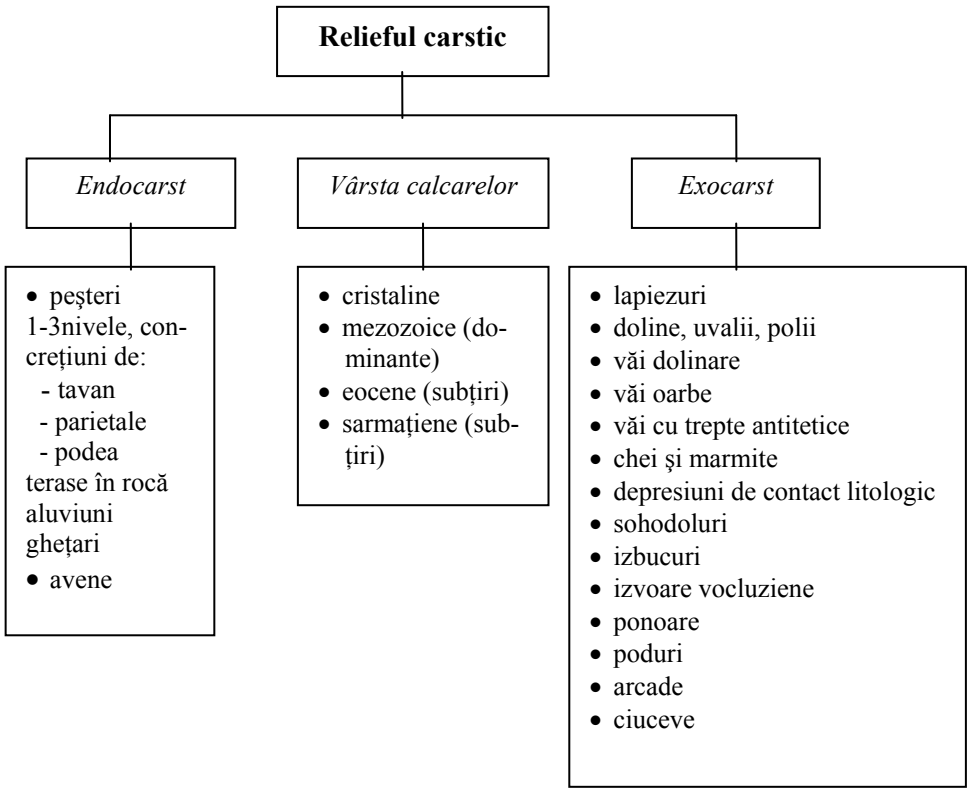
Se dezvoltă în roci solubile, în primul rând pe calcare, apoi pe sare şi ghips şi alte roci cu conţinut calcaros cum sunt gresiile calcaroase şi conglomeratele cu ciment calcaros. Datorită spectaculozităţii formelor este foarte căutat de turişti, dar i s-a acordat şi o mare atenţie ştiinţifică. Există chiar un institut de Speologie, care poartă numele lui E. Racoviţă. Între geografii care s-au ocupat mai mult cu relieful carstic citǎm pe *M. Bleahu*, *V. Sencu*, *I. Ilie*, *Cr. Goran*, *I. Povară* ş.a.

La noi în ţară calcarele, care reprezintă roca tipic carstificabilă, ocupă cam 2% din teritoriu. Nu apar însă sub forma unor unităţi teritoriale mari, ci fragmentat. Datorită acestui fapt, şi condiţiile locale de carstificare, în special modul de circulaţie al apei, sunt foarte diferite de la un loc la altul; ca urmare, s-a diversificat mult şi relieful carstic din România. Acesta este localizat cu precădere în Carpaţi şi în unele podişuri. Cea mai mare suprafaţă este întâlnită în Apuseni şi Banat, peste 50%, respectiv 2500 km^2. Pentru a exemplifica varietatea acestui relief amintim că există peste 10.000 de peşteri care depăşesc lungimea de 10 m, cu peste 800 km de galerii.

Sunt mai multe categorii de calcare. Cele mai răspândite şi cu grosimi foarte mari sunt cele mezozoice. La acestea se adaugă şi calcarele cristaline, dolomitele, calcarele eocene (în sudul Munţilor Rodnei, în Bârgău şi Podişul Someşan) şi cele sarmaţiene (în special în Dobrogea de Sud). Ultimele două categorii sunt subţiri. Calcarele mezozoice, în afară de Carpaţi, se găsesc şi în Podişul Mehedinţi şi Dobrogea, inclusiv la adâncime în Dobrogea Sudică unde au şi multe goluri. Ca structură, toate sunt monocline, uneori aproape de orizontală sau verticale şi mai rar apar uşor ondulate.

Ca forme mai mari de relief, calcarele constituie culmi, masive, creste şi podişuri (obişnuit restrânse), sau formează martori izolaţi de tipul clipelor.

Formele de relief rezultate prin carstificare sunt cele exogene şi endogene. Exogenele se remarcă prin câmpuri de lapiezuri şi/sau doline, uvalii, polii, chei etc. Golurile endogene se referă la peşteri şi avene, cu sau fără concreţiuni (vezi schiţa). Peşterile sunt obişnuit etajate pe 2-3 nivele care corespund unor terase din exterior. Alteori, atât peşterile cât şi celelalte forme se etajează pe nivele de carstoplene echivalente unor nivele sau suprafeţe de eroziune.



Cea mai mare varietate a carstului se află în Munţii Apuseni, unde se întâlneşte şi numărul cel mai mare de peşteri şi cea mai lungă peşteră de la noi – Peştera Vântului, 32 km. Se citează, în paralel, şi Peştera Izvorul Tăuşoarelor, din sudul Rodnei, cu cea mai mare diferenţă de nivel, 350 m. Tot în Apuseni există şi cinci ghețari de peşteră (în Retezat se mai află avenul cu gheaţă din Albele). Peşterile sunt inactive, semiactive sau active când pe patul lor curge apă sau stagnează.

În lucrarea „Relieful României" (1974) au fost deosebite patru *tipuri de peisaje carstice*, care reprezintă şi *tipuri „majore"* ale reliefului calcaros: culmi calcaroase alpine, situate la peste 1700 m şi dominate de relief glaciar şi periglaciar; masive şi podişuri medii (600-1700 m), cu cel mai dezvoltat carst actual şi moştenit uneori din mezozoic, cu multe peşteri; platouri calcaroase joase (sub 600 m) şi peisajul dobrogean (carst fosil şi la zi pe roci mezozoice şi carst pe calcare sarmaţiene acoperit cu loess).

T. Orghidan (1984)[1] separă trei *tipuri principale de carst*:

- de creastă, în general la peste 1700 m, pe calcare rămase suspendate pe alte roci, sau pe calcare cristaline, ca în Făgăraş, Buila-Vânturariţa (Munţii Căpăţânii), Creasta Retezat, Trascău, Hăşmaş; domină dezagregarea, dar apar şi forme de dizolvare, inclusiv peşteri, ca cele din Făgăraş, la 2400 m, cele mai înalte din România. În Retezat sunt şi avenuri dintre cele mai verticale (Stâna Tomii, de 114 m şi Albele, cu gheaţă);
- de platou, cu cele mai tipice forme carstice, căci menţin apă, care circulă lent; se formează peşteri lungi, întortochiate; prezintă mai multe etaje de carstificare, iar acolo unde între calcare se intercalează şi roci impermeabile drenajul se complică foarte mult; sunt specifice şi captările carstice. La poala abrupturilor apar izvoare carstice, chiar izbucuri. Se dă ca tipic carstul din Pădurea Craiului, studiat de *Th. Rusu* (1988), sau din Banat (*V. Sencu*) unde există alternanţe şi succesiuni de roci impermeabile cu calcare, ca în zona peşterilor Comarnic sau Ponicova; în general însă, la acest tip există multe variante, inclusiv cele dobrogene şi din Podişul Mehedinţi;
- carstul barelor calcaroase se remarcă prin aliniamente de calcare ca obstacole mari în faţa unor ape curgătoare ce vin de pe alte tipuri de roci şi le străbat prin defilee, chei şi/sau cursuri subterane. Apar şi peşteri polietajate, deschise în versanţii defileelor. Între cele mai tipice se citează bara Polovragi-Cernădia, peste care trec Oltețul, Galbenul şi unii afluenţi ai acestuia şi unde sunt şi cunoscutele peşteri Polovragi şi Muierii, ambele cu câte trei etaje, din care activ este numai cel de jos de la Polovragi. Aici apar şi cursuri subterane, în paralel cu cele de la zi, care la ape mari se înfundă cu aluviuni şi apoi revin.

Regiuni carstice

Munţii Apuseni au carstul cel mai dezvoltat şi acesta se găseşte în următoarele unităţi: Bihor şi împrejurimi, Pădurea Craiului, Codru-Moma, Trascău-Metaliferi. Prezintă mai multe nivele de carstificare echivalente suprafeţelor medii carpatice şi nivelelor mai noi. Are cele mai multe peşteri şi avene din ţară, câmpuri mari de lapiezuri şi doline, polii, văi oarbe, trepte antitetice şi 5 gheţari subterani: Scărişoara (50.000 m^3 gheaţă, în bazinul Gârda), Vârtop (bazinul Gârda Seacă), Focul Viu şi Barsa (în bazinul Crişul Pietros) şi gheţarul din avenul Borţig.

În cadrul Apusenilor se detaşează Munţii *Bihorul şi Pădurea Craiului*, cu cel mai diversificat şi dezvoltat carst. Mozaicul tectonic şi petrografic din Bihor şi-a spus cuvântul în puternica fragmentare a reţelei de peşteri şi de scurgeri subterane din Padiş, Poiana Ponor, Cetăţile Ponorului şi Cheile Galbenii. În cele două masive sunt bine evidenţiate trei nivele de carstificare (două fosile), doline foarte mari cu puţuri de legătură către golurile subterane, gheţari de peşteră. Pot fi citate câmpurile carstice din Podişul Padiş, Scărişoara, Lumea Pierdută, Zece Hotare, bazinul Roşia, bazinul Gârda, bazinul Crişul Pietros ş.a. Importante depresiuni carstice apar la: Ponor, Poiana Mare (ambele sunt polii), Padiş, Albioara, Daniş (depresiuni de contact litologic), Cetăţile Ponorului (o groapă uriaşă de prăbuşire a tavanului unui gol de peşteră, cu legături subterane într-un platou situat între bazinele râurilor Crişul Pietros, Arieş şi Someşul Cald). Există aici peste 200 de peşteri, între care Peştera Vântului (32 km, sub Pădurea Craiului), Meziad, Cetăţile Ponorului, Scărişoara ş.a. În Piatra Craiului avenul Stanu Foncii are 320 m. Apar şi chei impresionante pe văile: Roşia, Lazu, Galbena (Groapa Ruginoasa), Someşul Cald (Cetatea Rădesei), Gârda, Sighiştelu ş.a.

[1] T. Orghidan, Şt. Negrea, Gh. Racoviţă, C. Lascu (1984), *Peşterile din România*. Editura Sport-Turism, Bucureşti.

Carstul din *Masivul Codru-Moma* se extinde pe trei areale: Vaşcău, Moneasa şi Dumbrăviţa de Codru. Aici sunt cunoscute poliile de la Ponor, Ponoraş, Ţarina, Tinoasa; avenele de la Corbu şi Criminiş; izbucul de la Călugări.

În *Trascău* şi *estul Metaliferilor* se remarcă Culmea calcaroasă Bedeleu-Ciumerna şi Culmea Colţii Trascăului. Pe lângă formele exocarstice de amănunt, există multe chei: Tureni, Turzii, Vălişoarei, Râmeţilor (pe Geoagiu de Nord), Intregalde, Geoagiu ş.a. Peşterile sunt mici şi rare, excepţie făcând Huda lui Papară. Tot în Trascău sunt specifice şi multe clipe calcaroase.

Munţii Banatului stau pe locul prim ca suprafaţă ocupată de calcare, dar pe doi în ce priveşte varietatea formelor. Aici se remarcă un aliniament foarte lat, alungit între Reşiţa şi Moldova Nouă (în special Munţii Aninei şi Podişul Cărbunari) şi un areal mai redus, Şvinița-Svinecea Mare (în Almăj). Primul aliniament este un sinclinoriu care prezintă platouri carstice complexe, cum sunt: Iabalcea, Colonovăţ, Cărbunari; chei – Caraş, Miniş, Nera; peşteri în general mici – Comarnic, Popovăţ, Buhui, Gura Chindiei; isbucuri – Caraşului, Bigăr (pe Miniş); lacul Buhui ş.a. Fâşia din Munţii Almăjului este cea care a impus Cazanele Dunării şi în care se găsesc trepte antitetice pe valea Ponicova şi cele trei nivele de peşteră de la Ponicova, racordabile cu terasele 5, 4, 3 ale Dunării (*N. Schmidt şi colab.*, 1968).

Carstul din Carpaţii Meridionali se formează pe crestele calcaroase (uneori cristaline) din Făgăraş (are peşteri şi la 2400 m), Godeanu, Munţii Mehedinţi şi Munţii Cernei şi pe masivele Iorgovanu şi Piule (din Retezat), Vâlcan, Şureanu şi Culmea Vânturariţa-Buila (Munţii Căpăţânii). Cel mai dezvoltat carst se găseşte în sudul Meridionalilor (la vest de Bistriţa Vâlcii şi până la Munţii Cernei) şi în sud-vestul Munţilor Şureanu (Platoul Dacic). În această ramură muntoasă se deosebesc clar, un etaj carstic alpin, la peste 1800-2000 m, cu creste calcaroase golaşe, cu multe dezagregări şi un etaj al pădurii , foarte complex sub aspect carstic. Acest din urmă etaj domină sudul Meridionalilor şi Şureanu. În sudul Meridionalilor apar şi importante chei pe Cerna, Motru (între Mehedinţi şi Vâlcan), Tismana, Sohodol (ambele în sudul Vâlcanului), Galbenul, Olteţul, Bistriţei (toate în sudul Culmii Vânturariţa-Buila). Între peşterile mai cunoscute sunt: Cloşani (pe Motru), Muierii (pârâul Galben), Polovragi (pe Olteţ). În Munţii Cernei se remarcă ”ciucevele”, iar sub Munţii Vâlcan apar izvoare vocluziene, mai ales la Isvarna.

În Munţii Şureanu carstul se extinde pe Platoul Dacic unde se află şi Sarmizecetusa. S-au format chei la Roşia, Taia, Cheiul şi multe peşteri: Cioclovina, Ponorici, Tecuri, Şura Mare, Bolii.

Carstul din Carpaţii Curburii se dezvoltă în Piatra Craiului şi Culoarul Rucăr-Bran, mai puţin în Bucegi, Postăvaru şi Piatra Mare. Culmea Piatra Craiului e dominată de creste, abrupturi, vârfuri piramidale, cu puternică fasonare periglaciară. Există şi avene, doline, lapiezuri, chiar peşteri. În Culoarul Rucărului se remarcă un carst vechi exhumat pe alocuri, cu cornete numite gâlme sau căpăţâni, uneori apar şi clipe. La Podul Dâmboviţei este o depresiune ce poate fi socotită o polie tectonică exhumată. Către aceasta vin cheile Dâmboviţei, Dâmbovicioarei, Cheiţii şi Orăţii, după care Dâmboviţa intră în alte chei din care iese la Rucăr. În Bucegi carstul se dezvoltă cu precădere în bazinul Ialomiţei, unde se impun cheile Urşilor, Tătaru Mare, Zănoagei şi Orzei, precum şi peştera Ialomiţei (Schitu) şi Ursului. În Postăvaru şi Piatra Mare carstul tipic este mai puţin dezvoltat, dar se remarcă, pentru primul, Cheile Râşnoavei şi Taminei în Piatra Mare.

Carstul din Carpaţii Orientali este restrâns şi foarte fragmentat. Se întâlneşte în arealul Obcina Lucina-Rarău, urmat de clipe către Bicaz, Hăşmaş-Bicaz, Perşanii de Nord (bazinul Vârghiş); calcarele eocene impun carst în sudul Rodnei şi în Bârgău. Cele

mai extinse areale carstice sunt determinate de dolomite şi de calcarele mezozoice, plasate fragmentar pe fâşia cristalino-mezozoică. Este vorba de flancuri de mici sinclinale suspendate formate din calcare.

În arealul Lucina-Rarău se găsesc creste şi vârfuri piramidale (numite local „bâtcă"), chei (Lucinei, Tatarcei, Pojorâtei, Moldovei), peştera Lilieci (în Rarău). Între vârfurile piramidale se remarcă şi Pietrele Doamnei din Rarău.

Munţii Hăşmaşu prezintă cel mai extins areal carstic din Orientali, cu cheile Bicazului. Se compune dintr-o lungă culme, orientată nord-sud (între Bicaz şi Trotuş) şi culmi mai mici şi martori, cu lapiezuri, doline, polii etc. (*I. Bojoi*, 1971).

În bazinul Vârghişului sunt tot calcare mezozoice. Pe alocuri apare şi un carst exhumat de sub aglomerate vulcanice (în Platoul Mereşti). Sunt cunoscute peste 40 de peşteri, deschise mai ales în valea Vârghişului, etajate până la 140 m peste fundul văii (*T. Orghidan*, 1963).

În sudul Rodnei şi în Bârgău, pe calcarele eocene, care sunt subţiri şi foarte fisurate, carstul este mai puţin dezvoltat. Se remarcă însă Peştera Izvorul Tăuşoarelor, din Rodna, formată din patru galerii înguste, lungă de 5.050 m şi coborând pe o diferenţă de nivel de 350 m. Apar şi unele doline şi izbucuri.

Tot în Carpaţii Orientali a fost sesizat şi carst pe roci vulcanice (vulcanocarst), în Căliman (*Tr. Naum şi colab.*, 1962) şi în Harghita şi Depresiunea Ciucurilor (*Ilie I.* şi *Grigore M.*, 1962).

Carstul din Podişul Someşan este tot pe calcare eocene, subţiri şi fisurate, întâlnite în sud (Podişul Huedin-Păniceni) şi în nord (Podişul Boiu). În mod deosebit carstul s-a dezvoltat la nord de Someş, în Podişul Boiu, cu câmpuri mari de doline foarte adânci, cu peşteri care conţin picturi ale omului primitiv şi chei, mai cunoscute fiind Cheile Babei.

Carstul din Podişul Mehedinţi este dezvoltat pe o fâşie lungă de calcare mezozoice dispusă între cele două benzi marginale de cristalin. Este un carst complex. Se evidenţiază prin cornete, ca cele de la Cerbonia (803 m), Babele, Bălţii; prin poduri naturale (Ponoare, Casa de Piatră, Cleanţul Agăţat), depresiuni de contact litologic (Balta, Nadanova, Ponoare, Zăton) care uneori menţin lacuri, prin uvalii foarte lungi (în Dealul Gorunului, Platoul Gordăneasa, Cornetul Babele), peşteri (Topolniţa – peste 11 km, Epuran, Bulba, Lazu, Curecea ş.a.). Unele din aceste peşteri au cursuri subterane de apă (Topolniţa, Bulba, Lazul).

Carstul din Dobrogea este întâlnit pe calcare mezozoice (la zi, în nord, la zi în Dobrogea Centrală şi în adâncime în sud), eocene (în adâncime, la sud) şi sarmaţiene (în sud). Carstul de pe calcarele mezozoice şi eocene a fost fosilizat şi reluat în carstificare în mai multe perioade, rămânând fosil sau uneori exhumat (în nord şi în Dobrogea Centrală). Cu excepţia plăcii sarmatice (foarte fisurată) restul apare în general foarte fragmentat, o oarecare excepţie făcând-o sinclinoriul cretacic Babadag.

În Dobrogea de Nord carstul este moştenit de la perioade mai vechi şi se păstrează pe porţiuni din Dealurile Tulcei şi mai ales în Podişul Babadag. Specificul exterior este dat azi de inselberguri. Acest carst a evoluat integral pe verticală (rămânând resturi de holocarst). Apar şi chei pe Telița şi Taița, peşteri puţine (Tunel, Călugărul ş.a.), izvoare carstice (în Babadag).

Dobrogea de Sud prezintă un carst mulat de o pătură groasă de loess, în care se remarcă polii drenate (Amzacea, Mereni, Straja) sau semiendoreice (Negru Vodă, Arman, Balilicu). Există şi doline, izvoare carstice, avene, chiar unele peşteri. Văile mai mari (Mangalia) formează chiar chei, iar majoritatea celorlalte sunt în principal seci, cu fundul carstificat (văi de tip canarale), ca de exemplu Vederoasa, Oltina, Canaraua Fetii

ş.a. Este socotit un carst incipient (merocarst). În adâncime au fost descoperite prin foraje mari goluri carstice, în calcare mezozoice, umplute cu apă.

Dobrogea Centrală posedă calcare mezozoice în bazinul Casimcea şi mult mai puţin pe marginea de sud, în petice restrânse. Şi aici există inselberguri (în special în arealul Casimcea), chei (Casimcea), doline, peşteri (La Adam) şi resturi de atoli.

Carstul dezvoltat pe alte roci

Carstul pe sare est mult mai restrâns, localizat acolo unde sarea apare la zi. Roca respectivă se dizolvă mult mai uşor şi de aceea formele evoluează foarte repede. Se formează lapiezuri, doline, uneori avene, peşteri şi poduri. Faţă de carstul pe calcare aici apare şi un carst antropic, evoluat din golurile de exploatare a sării de către om, cu puţuri, galerii, gropi de prăbuşire (cu lacuri sărate). Locuri cu astfel de carst se întâlnesc la Lopătari-Mânzăleşti (pe Slănicul de Buzău), Slănic-Prahova, Telega, Ocnele Mari, Tg. Ocna, Sovata-Praid, Ocna Sibiului, Ocna Mureşului, Turda, Cojocna, Ocna Dejului ş.a. Cel mai dezvoltat carst pe sare se găseşte la Mânzăleşti-Lopătari, în special pe Platoul şi bazinul Meledic. Aici există blocuri mari de sare împlântate în argile sărate. Se remarcă doline cu diametru de 20-40 m, adânci de 10-15 m, lapiezuri adânci, avene (la contactul sare-argile), văi dolinare, peşteri cu concreţiuni. Pe platoul Meledic s-au format şi doline de tasare (în argila de deasupra sării) umplute cu apă sau rămase cu o vegetaţie higro şi hidrofilă. Lacuri apar şi în uvalii (Lacul Mare, Lacul Castelului ş.a.)[2].

Relieful carstic dezvoltat pe gipsuri este extrem de restrâns şi prezintă mici doline uneori de sufoziune, lapiezuri şi alveole. A fost semnalat lângă Cheile Turzii şi sub Munţii Meseş (*Viehman* şi *Mac*, 1966), la Nucşoara-Argeş (*Trufaş*, 1963), Depresiunea Tazlău (*C. Brânduş*, 1973), în Subcarpaţii de Curbură etc.

Carstul dezvoltat pe conglomerate şi gresii calcaroase se reduce la un fel de lapiezuri, alveole, nişe, rar doline. La baza masivelor conglomeratice apar izvoare de tip vocluzian, ca sub Ciucaş (Valea Berii, Valea Stânii, Strâmbu).

Bibliografie (carst)

Bleahu M., Rusu Th. (1965), *Carstul din România*. Lucr. Inst. Speol. „E. Racoviţă", vol. IV, Bucureşti.

Ilie I. (1970), *Geomorfologia carstului*, Centrul de multiplicare al Universităţii Bucureşti, 384 p., Bucureşti.

Ilie I. (1973), *Carstul din România*, „Bul. S.S. de Geogr.", serie nouă, vol. III (LXXIII), Bucureşti.

Ilie I., Grigore M. (1962), *Forme de relief carstic dezvoltate pe roci vulcanice în Masivul Harghita şi Depresiunea Ciucurilor*, „Natura", nr. 5.

Naum Tr., Butnariu E., Giurescu M. (1962), *Vulcanokarstul din Masivul Călimanului*. „Analele Universităţii Bucureşti, seria geol.-geogr.", XI, nr. 32.

Orghidan T. (1965), *Harta regiunilor carstice din România*, Lucr. Inst. Speol. „E. Racoviţă", vol. IV, Bucureşti.

Sencu V. (1968), *La carte du karst et du clasto-carst de Roumanie*, „Rev. roum. De G.G.G., Géogr.", nr. 1-2, t. 12, Bucureşti.

Trufaş V., Sencu V. (1967), *Tipuri litologice de carst din România*, „Analele Universităţii Bucureşti", XVI, 1, Bucureşti.

[2] M. Ielenicz (1986), *Rezervaţii şi monumente ale naturii*, Editura Sport-Turism.

Relieful dezvoltat pe gresii

Gresiile se găsesc în forme foarte diferite, de la cele cuarțitice şi foarte dure, la altele mai slab cimentate, uneori în amestec cu marne sau calcar. De asemenea, şi acest fapt este mai important, ele apar fie în strate compacte şi foarte groase, cum sunt aşa numitele gresii de Tarcău, Kliwa, Fusaru, Siriu ş.a., fie în strate subțiri şi cel mai adesea în alternanță cu conglomerate, argile, marne sau calcare. Ca urmare, în relief se impun în special gresiile compacte, dar foarte des relieful reflectă alternanțele cu alte roci, stratele de gresii reprezentând elementele mai dure. Cele mai multe gresii, formate şi din strate masive, se găsesc în Carpații flişului, cu deosebire în flişul paleogen al Orientalilor şi în Carpații Curburii. Pe arii mai restrânse gresiile apar şi în Munții Banatului, Apuseni şi Meridionali, în podişurile Someşan, Târnavelor şi Moldovei, în depresiunile intracarpatice şi în Subcarpați.

- În Carpații Orientali şi de Curbură, aceste roci determină masive, culmi, creste, cueste, hogbacks-uri (când gresiile sunt verticale sau monocline), vârfuri ascuțite sau piramidale, abrupturi şi grohotişuri la bază. În stratele foarte groase râurile formează chei şi defilee, cum sunt cele de pe Bâsca Mare şi Mică, Buzău (Harțagu), pe Dâmbovița (la Cetățeni) etc. Uneori, din abrupturi se desprind şi turnuri sau coloane (mai ales când gresiile sunt orizontale). O remarcă în plus, în gresiile groase apa este foarte bine filtrată şi apar multe izvoare, cu apă foarte bună de băut.

În ceilalți Carpați, gresiile sunt mai subțiri, mai reduse ca apariție, iar reliefurile depind şi de celelalte roci cu care alternează. Sunt frecvente rupturile petrografice de pantă.

- În Subcarpați, cu precădere la Curbură, stratele sunt subțiri, în alternanță cu argile şi marne, uneori calcare şi conglomerate. Ca forme mai specifice de relief, impun ziduri ciclopice, ulucuri (în marnele intercalate între gresiile verticale), rupturi de pantă pe versanți, cornişe şi spinări de cueste, grohotişuri.
- În podişuri gresiile formează spinări de cueste (în Moldova împreună cu calcare), iar la baza frunților se remarcă blocuri prăbuşite şi alunecate în masa de argile.
- Pe gresiile calcaroase se pot forma începuturi de lapiezuri sau de doline şi chiar începuturi de peşteri, iar pe cele argiloase, începuturi de alunecări. Împreună cu microconglomerate determină ciuperci, babe sau piramide coafate.

Relieful dezvoltat pe conglomerate

Conglomeratele se impun în relief în funcție de natura liantului (care adesea este calcaros, dar şi silicios), de gradul de cimentare, granulometria şi natura elementelor ce le compun. Cele mai puternic cimentate sunt conglomeratele vechi din munți, de vârstă permiană (Bihor, Codru-Moma, Almăj), triasică şi cretacică (Ceahlău, Ciucaş, Bucegi, Piatra Craiului, Perşani, Metaliferi). Acestea au adesea şi grosimi foarte mari şi determină reliefuri aparte care au şi un pitoresc deosebit: turnuri, coloane, sfincşi, relief antropomorf. Conglomeratele mai puțin cimentate au şi o granulometrie mai mică şi sunt paleogene şi miocene; ele aparțin mai ales unităților de deal şi podiş. Totodată, în ele se realizează reliefuri de dimensiuni mai mici, de obicei rupturi de pantă, abrupturi, piramide ş.a.

Există deci deosebiri de amploare între relieful conglomeratelor din munți şi cel din dealuri. În munte formele sunt mai impozante şi mai specifice. Acestea se remarcă îndeosebi prin câteva masive care saltă mult peste unitățile din jur, cum sunt Ceahlăul, Ciucaşul şi Bucegii. Uneori conglomeratele din munte sunt în alternanță cu gresii sau calcare. În afara masivelor citate, forme mai reduse, impuse de conglomerate, apar şi în

Culoarul Bran-Rucăr, Piatra Craiului, Perşani, Trascău, Metaliferi şi Hăşmaş. Ca forme, în cadrul acestora se evidenţiază suprafeţe structurale, abrupturi impozante din care se desprind coloane, turnuri, ace sau, pe suprafeţele mai puţin înclinate, au fost sculptate babe, piramide, tigăi, sfincşi, moşi, apostoli etc. În cazul cimentului calcaros pot apare şi doline, lapiezuri, alveole, mici canioane seci etc.

În arealele colinare conglomeratele se ivesc pe spaţii restrânse, în combinaţie cu alte roci şi în strate obişnuit subţiri. Se găsesc în Subcarpaţi (Culmea Pleşu, Culmea Pietricica, conglomeratele de Brebu (cu cheile Doftanei), în Transilvania de nord (Culmea Breaza, din conglomerate de Hida), apoi în Depresiunea Petroşani, Depresiunea Brezoi-Titeşti, Culoarul Mehadia-Cerna ş.a. Pe aceste locuri, în afară de culmi masive cu abrupturi marginale puternice se imprimă şi coloane, piramide, ogaşe adânci sau martori izolaţi ca Dealul Vima, din Culmea Breaza.

Relieful dezvoltat pe pietrişuri şi nisipuri

Pietrişurile sunt obişnuit intercalate cu nisipuri şi aparţin mai ales villafranchianului şi miocenului. Ele au format în principal piemonturile din ultimele perioade. Cele villafranchiene se găsesc în Piemontul Getic, fostul piemont al Curburii (resturi în cuvetele dintre Teleajen şi Buzău şi dealurile externe dintre Slănic şi Trotuş). Pietrişuri sarmaţiene există în Subcarpaţi, Podişul Moldovei şi Transilvania, iar pietrişuri acvitanian-burdigaliene-helveţiene în Muscelele Argeşului, Muscelele Năsăudului, Culmea Breaza, confluenţa Olt-Cibin, Depresiunea Brezoi-Titeşti ş.a., dar cimentate.

Nisipurile sunt de două feluri: în strate compacte (depuse marin sau lacustru) şi fluvial-eoliene. Cele compacte sunt mai coezive, uneori argiloase şi se găsesc în pliocenul din Moldova, Transilvania şi Subcarpaţi. Cele fluviale sunt spulberate de vânt când se usucă.

Ca *forme de relief* ambele categorii de roci dau interfluvii netede şi văi largi, cum sunt cele din Piemontul Getic, sau culmi rotunjite (Moldova şi Transilvania), precum şi dealuri cu pante domoale, ca cele dintre Slănicul de Buzău şi Trotuş (o oarecare excepţie face Măgura Odobeşti, un hogback masiv cu pante mai mari). În interiorul acestor forme se remarcă eroziunea în adâncime, cu ravene, ogaşe şi torenţi. Apar de asemenea surpări. În asociere cu marne şi argile, şiroirea determină piramide coafate, turnuri, ace, creste ascuţite, ravene foarte dese. Cazuri specifice, cu asocieri de astfel de microforme, se pot vedea pe abruptul de la Râpa Roşie (lângă Sebeş), unde pietrişurile mărunte sunt şi uşor cimentate. Situaţii similare se întâlnesc pe valea Stăncioiului (la est de Râmnicu Vâlcea), pe valea Mehadia ş.a. Se pot produce şi alunecări de teren (în asociere cu lentile de argile), sau prăbuşiri sufozionale ca în Podişul Getic (exemplu în avale de Curtea de Argeş, pe stânga râului), în Subcarpaţii Curburii (bazinele Câlnău, Râmnicul Sărat ş.a.). Alunecări masive de tip glimei pot avea loc acolo unde sub pietrişuri sau nisipuri există strate importante de argilă şi unde se intercalează şi strate de gresii sau calcare, ca în Moldova sau Transilvania. Aceste alunecări îmbracă, în evoluţia lor, forme de valuri, copârşae, ţiglăi şi gruieţi, cum sunt La Movile în Podişul Hârtibaciului.

În cadrul unor strate de nisip compacte există sfere cimentate, care atunci când sunt scoase la zi au fost numite trovanţi sau bălătruci. Sunt cunoscuţi cei din Dealul Feleacului (lângă Cluj), la Costeşti de Vâlcea (unde, în exploatarea de nisip, se formează periodic şi „ciuroaie"), în bazinul Vărbilău (Subcarpaţii Teleajenului), în bazinul văii Rohia (Lăpuş) ş.a.

Forme aparte prezintă nisipurile eoliene din Câmpia Olteniei[3], fâşiile de nisipuri din Bărăgan (pe dreapta Ialomiţei, dreapta Călmăţuiului şi Buzăului), pe stânga Bârladului (la Hanu Conachi), Câmpia Valea lui Mihai (în Câmpia Careiului), la Reci (Covasna), nisipurile din lunca Dunării, din grindurile Deltei (Letea, Caraorman, Sărăturile, Chituc), de pe litoral. Aici apar aliniamente de dune principale şi secundare, unele fixate, fiind semnalate şi barcane în Oltenia. Lungimea unor aliniamente de dune poate atinge, în Câmpia Carei, până la 10-15 km, iar înălţimea de la câţiva metri la 15-20 m, rar 40 m. Între dune se află depresiuni interdunare, care pentru scurt timp pot menţine lacuri sau mlaştini.

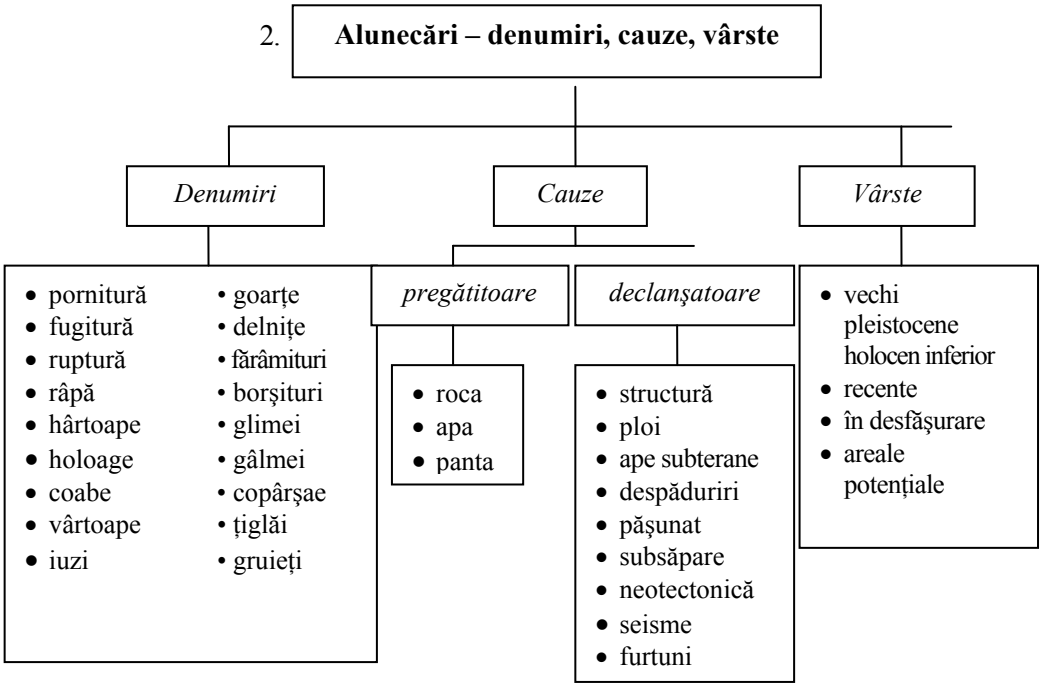
Relieful dezvoltat pe argile şi marne; alunecările de teren

În România rocile plastice (argile şi marne) sunt foarte răspândite, apărând, la suprafaţă, fie singure, fie aflorând pe versanţi în alternanţă cu alte roci. În plus, foarte multe deluvii de pantă au un puternic conţinut argilos, chiar pe rocile cristaline, fără a mai vorbi de grosimea foarte mare a unor deluvii din fliş formate în periglaciar şi apoi împădurite. În funcţie de pantă şi de combinarea tipurilor de roci permeabile şi plastic-impermeabile rezultă o multitudine de forme de şiroire, fluviatile şi mai ales alunecări de teren (vezi schema 1).

1. **Forme de relief create pe argile şi marne**

Forme de şiroire	*Forme fluviatile*		*Alte fenomene*
• ravene • ogaşe • torenţi • pământuri rele	• văi largi, dense şi mlăştinoase • interfluvii rotunde plate • versanţi lini, cu alunecări	vezi 3 Alunecări	• torenţi noroioşi • izvoare rare • vulcani noroioşi • lacuri de baraj • solifluxiuni • alunecări de grohotiş, alunecări submarine şi lacustre

[3] Studiate în amănunt de M. Şt. Ionescu-Balea (1923), *Les Dunes de l'Olténie*, Libr. Delagrave, Paris.



Formele de relief realizate *prin şiroaie* sunt răspândite pe locurile în pantă şi despădurite sau suprapăşunate, cu deosebire în arealele deluroase şi în munte, pe abrupturi cu intercalări de roci plastice. Este vorba de torenți, rigole, ravene şi ogaşe, izolate sau foarte dese, când îmbracă aspect de „pământuri rele", ca în multe locuri din Subcarpații Buzăului sau Vrancei. Se mai întâlnesc frecvent şi în Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, Câmpia Moldovei, Colinele Tutovei ş.a., precum şi pe abrupturile loessoide din Dobrogea. Cele mai cunoscute sunt în arealul vulcanilor noroioşi de la Berca, unde se găsesc şi argile sărăturate. O descriere amănunțită a ravenelor , în special din Moldova, a făcut-o *Maria Rădoane şi colab.* (1999) şi *I. Ioniță* (2000) pentru Podişul Bârladului.

Relieful fluviatil se remarcă prin văi largi, cu pantă longitudinală mică, ajunse chiar la profil subechilibru, cu lunci adesea mlăştinoase, sau foarte uscate şi cu „tacâre" în perioadele secetoase. Interfluviile au suprafețe plane sau uşor bombate, dar pot apare şi creste când alunecările de pe versanți s-au intersectat pe cumpăna de ape, ca în unele locuri dintre Târnave, sau dintre Târnava Mică şi Niraj. Densitatea văilor secundare este foarte mare şi rămân fără apă la secete, iar la ploi debitele cresc brusc. Între cele mai tipice sunt văile din Câmpia Transilvaniei, cu multe iazuri naturale sau artificiale, ca şi cele din Câmpia Moldovei. Asemenea văi există însă şi în Subcarpați.

3. **Tipuri de alunecări**

După adâncimea structurilor afectate	*După forma alunecării*
blocuri glisante	blocuri izolate alunecate
solifluxiuni	brazde înierbate borşituri
în pătura de alterări (superficiale)	cuiburi, lenticulare, brazde, câmpuri de cuiburi etc.
în argile şi marne (puțin adânci, 3-8 m)	limbi, lineare, iuzi, valuri mici, delapsive (de alunecare), detrusive (de împingere), torenți noroioşi (în marne), lacuri de albie şi val de refulare; de vale, circuri de alunecare.
în strate complexe cu argile sau marne în bază	*consecvente*: (puțin adânci), în valuri, brazde, monticoli, limbi, delapsive, detrusive; *obsecvente*: alunecări masive, glimei-valuri, lacuri, copârşae, țiglăi (holoage),gruieți; prăbuşiri-alunecări; ştrangulate (cu strate de gresii), bazine torențiale-alunecări detrusive-prăbuşiri; *insecvente*: limbi, masive, prăbuşiri-alunecări etc.
versanți de alunecări	• cu alunecări superficiale (în pătura de alterări sau pe argile şi marne); • cu alunecări masive dispuse în trepte, sau cu aliniamente vechi evoluate până la stadiul de gruieți;
alunecări complexe de vale	• alunecări masive zonale de versant, circuri de alunecare la obârşia văilor secundare, limbi pe văile secundare; tăpşane-glacisuri de alunecare pe marginile văii principale; alunecări sectoriale şi de încălecare pe valea principală, conuri la gura văii
alunecări de grohotişuri	grohotişuri periglaciare fixate pe versanți care, după despăduriri şi la averse, se declanşează brusc (ex. Voineasa, Râul Mare – baraj, Țibleş ş.a.
alunecări subacvatice	• submarine (pe fruntea platformei continentale)

Alunecările de teren reprezintă formele cele mai tipice şi mai extinse de pe argile şi marne. Varietatea mare a acestor forme ca şi cea a formelor asociate au condus la o multitudine de denumiri populare (vezi schiţa 2). Aceeaşi motivaţie, ca şi aspectul practic, o au şi mulţimea de studii dedicate lor, începute după 1900, cu precădere după 1923 şi ajunse azi la peste 300 de lucrări (*V. Surdeanu*, 1998). Între acestea unele au caracter de sinteză: *V. Dragoş,* (1957), *N. Al. Rădulescu*, (1959) *M. Ielenicz* (1970), *T. Morariu* şi *V. Gârbacea* (1967, 1968) *V. Gârbacea* (1992), *V. Surdeanu* (1996, 1998) ş.a.

Suprafaţa afectată de alunecări în România este apreciată la peste 1.000.000 ha, din care circa 700.000 ha agricol. Numai în ultimul ciclu important de reactivare a alunecărilor ar fi fost afectate circa 110.000 ha (*C. Traci* 1983, *M. Moţoc* 1984). Un exemplu localizat pe valea Buzăului, între Pătârlage şi Crasna, arată că alunecările afectează 40-50% din suprafaţa versanţilor, dar raportate numai la arealele defrişate acestea se ridică la circa 80% (*Posea, Ielenicz,* 1970) (fig. 37).

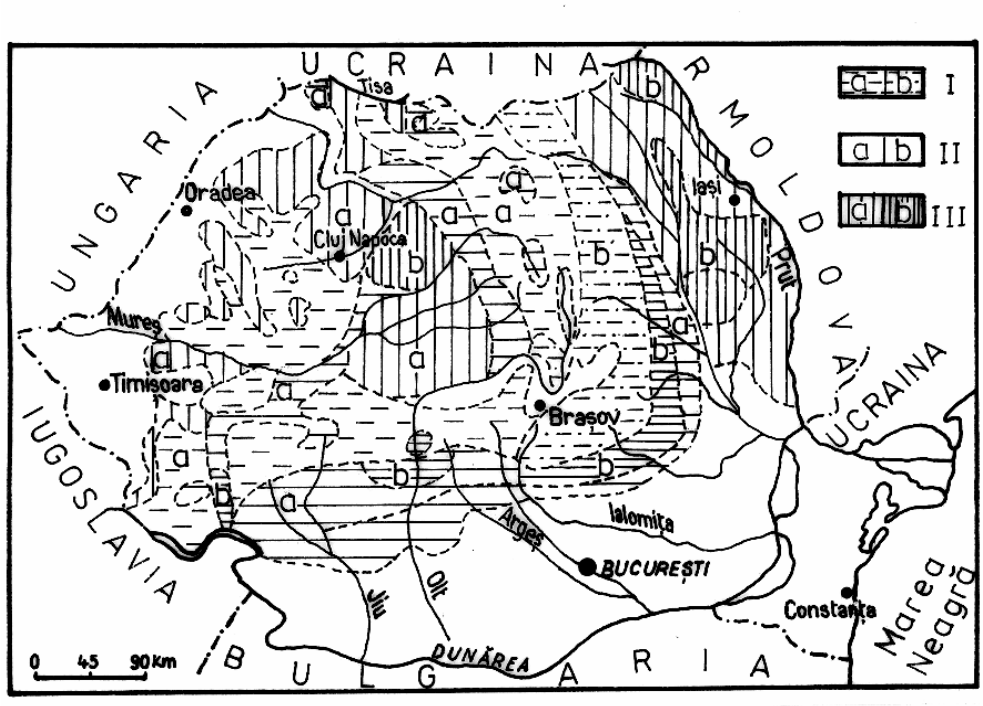


Fig. 37 – Schiţă de hartă cu amplasarea alunecărilor de teren din România (după D. Bălteanu, 1997; M. Ielenicz, 1970, N. Al. Rădulescu, 1959). I. Arii montane cu apariţie sporadică a alunecărilor de teren (a) şi cu frecvenţă ridicată a procesului (b). II. Arii subcarpatice în care alunecările de teren au o frecvenţă mare (a) şi foarte mare (b); III. Arii de podiş şi de depresiuni cu frecvenţă medie a alunecărilor de teren (a) şi cu frecvenţă ridicată (b) (preluare de la V. Surdeanu)

Tipizarea alunecărilor nu a ajuns la o schemă unanim admisă, dar geografii pun accent în mod deosebit pe „formă", aceasta incluzând însă atât tipurile proceselor de alunecare, cât şi alte elemente genetic-cauzale (*V. Mihăilescu* 1939, *V. Dragoş* 1957, *V. Tufescu* 1966, *M. Ielenicz* 1970, *Gr. Posea* şi *M. Ielenicz* 1970, 1976, *Gr. Posea* 1972 ş.a). Ordonarea tipurilor de forme se face totuşi în funcţie de tipul şi adâncimea structurilor afectate, ca şi de stadiul de evoluţie ulterioară al alunecărilor (Posea şi colab., *Geomorfologie generală*, 1970, p. 151), în special a celor masive (vezi schemele 3 şi 2).

Au existat mai multe *perioade de declanşare* generală a alunecărilor, deşi local ele pot apărea oricând se ivesc condiţiile necesare. Pentru cele a căror resturi sau urme se mai păstrează şi azi, un prim impuls l-a dat neotectonica, respectiv înălţările postvillafranchiene care au determinat adâncirea văilor în dealurile şi podişurile nou create, inclusiv în Carpaţi, cu formarea de versanţi tot mai înclinaţi şi mai lungi. În aceste condiţii, noi pentru relieful României, declanşări deosebite de alunecări au avut loc în timpul climatului periglaciar din würm şi imediat în postglaciar când despădurirea se produsese în mod natural (respectiv în preborealul temperat dar rece şi umed, acum circa minus 9000-7000 ani). Există şi părerea că o altă perioadă veche de alunecări ar fi putut avea loc în timpul „atlanticului" (din Optimum climatic), între minus 5000-3000 ani. Împăduririle naturale din holocen au fixat însă majoritatea alunecărilor vechi de teren.

Ciclul actual al alunecărilor s-a desfăşurat în strânsă evoluţie cu despădurirea pantelor, suprapăşunatul sau aratul acestora. Analizele efectuate asupra extinderii suprafeţelor defrişate indică trei sau patru faze de reactivări şi extinderi a alunecărilor, care au avut loc în ultimele două-trei secole. O primă fază s-a produs începând cu mijlocul secolului XVIII, legat de sporirea suprafeţelor păşunate şi arate, solicitate de creşterea numărului animalelor domestice şi de înmulţirea satelor. O altă fază se plasează în a doua jumătate a sec. XIX (după 1829), când începe, în special în Moldova şi Muntenia, un intens export de lemn prin porturile dunărene. Urmează primele decenii ale sec. XX, cu extinderea foarte mare a joagărelor locale şi a multor fabrici de cherestea care ating un maximum prin 1938-1942, când se declanşează multe noi alunecări, anii fiind şi ploioşi. După cel de-al doilea război mondial, ca şi după revoluţia din 1989 au loc noi defrişări haotice. În fiecare din aceste faze, şi în anii ploioşi, s-au declanşat alunecări de teren între care multe reactivate pe porţiuni ale marilor alunecări din pleistocen şi începutul holocenului, stabilizate. Astfel de situaţii au fost semnalate în Transilvania (*T. Morariu* şi *V. Gârbacea*), în Moldova (*V. Băcăuanu, I. Hârjoabă* ş.a.), în Carpaţii şi Subcarpaţii Buzăului (*Gr. Posea* şi *M. Ielenicz* 1970, 1976; *Gr. Posea* 1972, 1974, *D. Bălteanu* 1983) ş.a.

Pentru văile transversale din Carpaţii flişului, cu precădere pe valea Buzăului în avale de linia marilor înălţimi (la sud de Harţagu), s-a stabilit şi o corelaţie directă între meandrele râului Buzău şi marile alunecări de teren, între rolul subsăpării râului şi declanşarea porniturilor (*Gr. Posea*, 1969). Formarea şi deplasarea laterală a meandrelor s-a făcut în fâşiile de roci moi, stimulând apariţia de aluncări masive în fazele de despădurire. Materialul alunecat până în albie frâna apoi deplasarea laterală a meandrului până la evacuarea frunţii alunecării, după care procesul reîncepea. Ca urmare, împădurirea şi drenarea acestor locuri, axate pe meandre, ca şi îndiguirea bazei acestora din urmă se impun cu necesitate (fig. 38).

Un fenomen aparte este şi cel al *prăbuşirilor-alunecări din cadrul cutelor diapire exploatate antropic*. Acolo unde în golurile de exploatare a pătruns apă meteorică sau de râu au avut loc dizolvări şi subţieri ale tavanelor, urmate de prăbuşiri şi alunecări ale terenurilor de deasupra şi din jur, împreună cu aşezările şi ogoarele aferente. Fenomenul este deosebit de periculos. Se cunosc astfel de cazuri la Ocna Mureş (declanşate după

inundațiile produse de Mureş în 1912 şi ulterior), Ocna Sibiului (alunecări în jurul lacurilor saline, cu prăbuşiri anterioare), Telega (Prahova), Slănic-Prahova, Tg. Ocna, Ocnele Mari ş.a. La Ocnele Mari fenomenul s-a intensificat în ultimii ani şi datorită exploatării neraţionale a saramurei pentru întreprinderea clorosodică Govora. Aici prăbuşirile şi alunecările au atins un maximum în septembrie 2001, când au fost afectate circa 100 gospodării, mai ales din satul Ţeica.

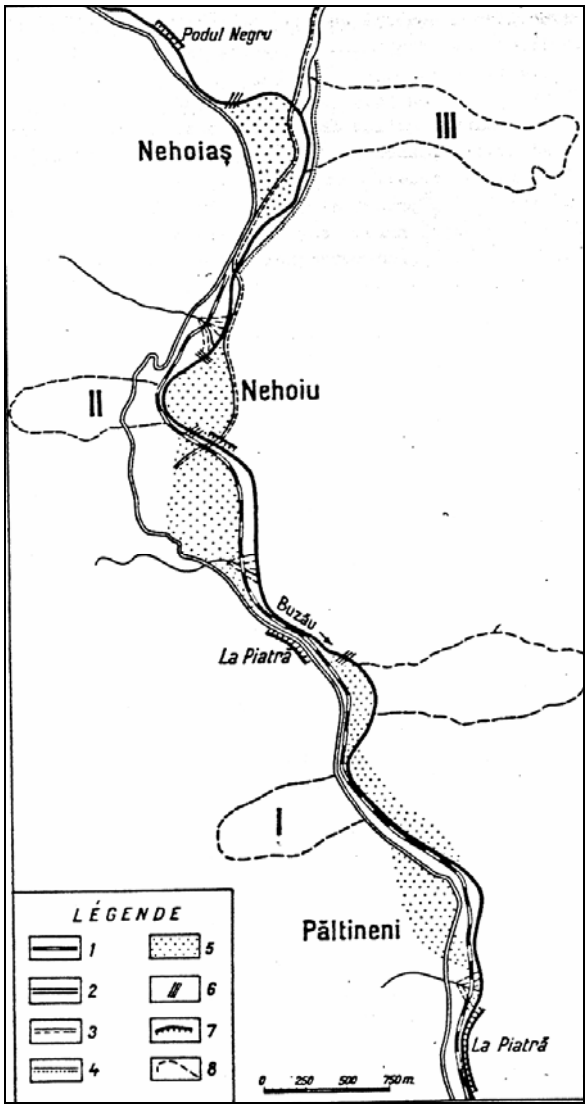


Fig. 38 – Raportul dintre meandrele Buzăului şi marile alunecări de teren.
1. cale ferată;
2. şosea;
3. cale ferată forestieră;
4. cale ferată forestieră abandonată;
5. luncă neinundabilă sau terasă;
6. vaduri de trecere;
7. versanţi săpaţi în gresii;
8. alunecări principale (I-III) (după Gr. Posea)

Există şi alte particularităţi privind alunecările de teren pe care le vom aminti, în parte, la prezentarea regională. Din acest ultim punct de vedere, alunecările se găsesc în toate regiunile ţării, dar extrem de rare şi restrânse în câmpii şi foarte frecvente şi variate ca suprafaţă şi profunzime în Transilvania, Moldova, Subcarpaţi şi Carpaţii flişului.

În Carpaţi deosebim două tipuri de areale: flişul paleogen cu alunecări foarte multe şi restul Carpaţilor (fig.37).

Flişul paleogen se dezvoltă de la graniţa de nord până la Dâmboviţa. Rocile se prezintă în alternanţă, dar cele plastice au o pondere mare. De asemenea, o pondere mare o au şi stratele groase de gresii în combinaţie cu argile şi marne. Tot aici defrişările au fost extinse pe văile principale şi mai localizate pe cele secundare. Pe aceste locuri s-au declanşat multe alunecări, implantate obişnuit cu blocuri mari de gresii. O intensitate deosebită au avut-o atât defrişările cât şi alunecările, mai ales la Curbură, cu precădere în Vrancea şi Buzău. Cele mai multe porniturі au formă de limbă, valuri şi trepte, uneori fiind ştrangulate (exemplu alunecarea Valea Oii de la Nehoiaşu). Există şi multe alunecări masive vechi axate pe meandrele Buzăului şi care au fost reactivate parţial după defrişări. Alunecările lineare, în trepte şi sub formă de limbă sunt foarte frecvente în prezent pe Bâsca Rozilei, pe cele două Bâşte, pe Zăbala, Putna, Ialomiţa, Prahova, Bistriţa ş.a.

În restul Carpaţilor, inclusiv în flişul cretacic, în arealele cristalino-mezozoice, în munţii vulcanici şi în depresiunile intramontane mult mai despădurite, alunecările sunt mai restrânse. Domină cele superficiale şi afectează mai ales rocile neogene şi acumulările deluviale. Apare şi o anume etajare, cu solifluxiuni şi brazde de alunecare în zona alpină şi subalpină şi cu blocuri glisante, cunoscute bine în Muntele Mic din Retezat. Există şi alunecări importante, în valuri şi limbi, pe versanţii despăduriţi şi pe marginile depresiunilor intramontane, cu precădre în Maramureş, Depresiunea Dornei, Oaş, Loviştea, Petroşani, Gheorgheni, Ciuc ş.a. Uneori deluviile foarte groase alunecate barează râuri şi formează lacuri, ca Lacul Roşu pe Bicaz, fostul lac Zăbala (format în 1977 şi secat ulterior) etc. În alte cazuri, grohotişuri vechi şi groase, alterate în parte şi despădurite, se declanşează într-o *alunecare-rostogolire* bruscă, aşa cum s-a întâmplat lângă barajul de la Râul Mare, sau la Voineasa pe Lotru.

În Subcarpaţi, cu roci de molasă şi chiar flişoide, în care alternează des argile cu nisipuri, pietrişuri, tufuri, gresii, conglomerate ş.a., popularea şi defrişarea au fost mai timpurii şi mai puternice. O intensitate mai mare s-a simţit în secolele XIX şi XX. Domină alunecările superficiale, cele în valuri, limbi de alunecare, văi de alunecare, ce s-au extins şi pe văiugile secundare. Se dezvoltă mult alunecările insecvente, dar pe stratele monocline se deosebesc clar cele consecvente de pe spinările de cuestă şi cele obsecvente de pe fruntea acestora. Primele sunt mai extinse în suprafaţă şi se declanşează atât din partea superioară (detrusive), cât şi din albia râului (delapsive). Alunecările obsecvente prezintă o mai mare varietate, au bazine torenţiale sub cornişa cuestei, cu circuri de alunecări, urmate mai jos de o ştrangulare şi apoi de o alunecare masivă care începe ca prăbuşire-alunecare. În aceste părţi există şi tranziţii către torenţii noroioşi. Cele două tipuri au fost descrise mai amănunţit pe monoclinul bazinului Câlnăul de Buzău (*Gr. Posea*, 1973).

În multe locuri din Subcarpaţi se formează şi torenţi noroioşi, cu precădere pe marne triturate şi dezagregate. Se citează torentul de la Chirleşti (de lângă gara Şeţu, amonte de Pătârlage) analizat de *Gr. Posea* şi *L. Badea* (1953, „Natura", 6), sau cei amintiţi de *V. Tufescu*[4] în Vrancea, pe Bâsca, Buzău, Bughea (Glodeni), între Argeş şi Dâmboviţa etc.

Podişul Transilvaniei este afectat de alunecări pe suprafeţe foarte mari şi în forme variate. Rocile plastice sunt cuprinse în alternanţă cu nisipuri, tufuri, gresii slab cimentate şi conglomerate, adică roci permeabile ce permit apei să ajungă la argile. În plus, în

[4] (1968), *Coulées boueuses dans les Carpates du flisch et les Soubcarpates du Roumanie*, „Rev. roum. G.G.G., Géogr.", t. 12, nr. 1-2.

întregul podiş, pantele şi clima sunt favorabile alunecărilor. Există însă deosebiri în ce priveşte dispunerea stratelor de la o subregiune la alta, care se impun şi în tipurile de alunecări. Apar astfel, structuri monocline, cvasiorizontale, uşor cutate, domuri şi cute diapire. A mai fost semnalată o relaţie importantă între ivirea sarmaţianului pe anumite aliniamente sau locuri şi frecvanţa marilor alunecări, explicată prin grosimea unor strate permeabile (nisipuri, conglomerate, gresii slab cimentate) şi fracvenţa argilelor sau marnelor (*T. Morariu*, *V. Gârbacea*, 1966, 1968).

Alunecările consecvente de pe flancurile domurilor sau de pe monoclinul obişnuit sunt foarte extinse în suprafaţă, afectând sute de hectare în special în Podişul Târnavelor. Ele au formă de ondulări, brazde, trepte, lenticulare, cuiburi şi bazine de recepţie torenţiale cu alunecări convergente. Pe de altă parte, pe fruntea cuestelor se întâlnesc cele mai vechi şi mai masive alunecări (glimei), desfăşurate în aliniamente de valuri, copârşaie, ţiglăi şi gruieţi, ca de exemplu La Movile în Podişul Hârtibaciului. În acest ultim loc Florina Grecu (1983) a separat opt şiruri de alunecări grupate în trei faze (două şiruri mai noi în partea superioară, patru şiruri centrale de vârstă medie şi două şiruri vechi, de gruieţi, în partea inferioară). Aceleaşi trei faze au fost observate şi la Cornăţel unde sunt însă numai cinci şiruri. Alunecările mai noi de sub cornişa podişului s-au activat după ultimele despăduriri. Trebuie semnalate şi alunecările de pe cutele diapire, cu dezvoltare locală.

- *Câmpia Transilvaniei şi Podişul Târnavelor* au cele mai multe şi mai variate alunecări. Diferenţa constă în dominarea rocilor plastice în Câmpie şi a nisipurilor uşor cimentate în Podişul Târnavelor. Totodată, în Podişul Târnavelor alunecările se distribuie dominant pe aliniamentele est-vest ale versanţilor principali, dar nu lipsesc nici pe văile interioare şi mai ales pe domuri, iar în Câmpie alunecările dau roată colinelor şi bazinetelor de obârşie. În aceste două subregiuni s-au păstrat şi foarte multe urme de foste mari alunecări pleistocen-holocen inferioare, pe alocuri reactivate. Cele mai mari alunecări actuale se găsesc sub frunţile cuestelor sau ale podurilor suborizontale, uneori şi în bazinetele văilor secundare. Şi alunecările superficiale au aici o mare densitate şi forme variate, până la versanţi de alunecări. În aceeaşi categorie se încadrează şi marginile depresiunilor de contact, Făgăraş, Sibiu, Săcele, sau Alba Iulia-Turda.
- În *Podişul Someşan* alunecările sunt mai reduse şi mai noi, superficiale. Glimeile apar mai rar, se numesc local holoambe şi apar la contactul sarmaţianului cu alte roci.
- În *Subcarpaţii Transilvaniei* alunecările se dezvoltă pe roci paleogene, miocene, pliocene şi chiar pe aglomerate vulcanice. Au fost semnalate glimei la contactul sedimentar–vulcanic, începând de la Budacu şi până la valea Nirajului (*V. Gârbacea*, 1956). Alunecări reduse, superficiale şi cu aspect de valuri apar şi în depresiunile subcarpatice, inclusiv în Depresiunea Lăpuş. În Muscelele Năsăudului există alunecări dominant consecvente, dar şi de alte tipuri pe văile secundare, inclusiv sub frunţi de cueste sau pe versanţii văilor consecvente. Sub poala sudică a Culmii Breaza, dar şi în nord, în bazinul Rohiei, alunecările au proporţii mai reduse, dar se reactivează des. Pe arealele cutelor diapire apar alunecări şi prăbuşiri specifice, cu precădere în Depresiunea Sovata-Praid.

Podişul Moldovei reprezintă o altă regiune recunoscută pentru multitudinea alunecărilor şi varietatea lor. Sub aspect geologic aici apar roci sedimentare sarmato-cuaternare, în care domină cele permeabile (conglomerate, gresii, nisipuri, pietrişuri, calcare oolitice) care alternează cu argile şi marne. Acestea din urmă au o mare răspândire în Câmpia Moldovei. Structura este monoclină în tot podişul, de aici determinarea de alunecări cu precădere consecvente şi obsecvente.

Există şi aici deosebiri subregionale rezultate din dominarea sau aranjarea unor roci sau altora, care imprimă şi diferenţieri în procesele de alunecări. Peste tot însă, dar în proporţii variate, apar şi resturi de mari alunecări pleistocene, mai ales de tip pseudo-terase (*V. Tufescu*, 1961), sau din faza pluvială a Optimului climatic (atlantică). De asemenea, există şi alunecări masive recente sau actuale, sub formă de monticoli şi movile, alunecări în circuri bazinale (hârtoape), brazde, cuiburi, alunecări lenticulare.

- *Podişul Sucevei şi Podişul Central Moldovenesc* prezintă alunecări similare. Aici domină gresiile, calcarele oolitice, relativ groase ca strate, având la bază argile. Raportate la întregul podiş, alunecările sunt mai reduse, dar se observă destul de multe alunecări superficiale consecvente, alunecări în cuiburi şi brazde. Pe frunţile cuestelor apar prăbuşiri-alunecări dar pe suprafeţe restrânse, cu blocuri rostogolite şi fixate în materialul argilos sau în deluvii. Exemple oferă Coasta Iaşului, cuestele Bârladului superior, cele de pe stânga Siretului etc.
- În *Câmpia Moldovei* predomină argilele, marnele şi nisipurile care determină o multitudine de alunecări superficiale dar şi de adâncime medie în stratele argilo-nisipoase. Alunecările masive actuale sunt mai rare.
- Sudul Podişului Bârladului (*Colinele Tutovei*, *Colinele Fălciului*, *Podişul Covurluiului* şi *Depresiunea Elanului*) este format din roci foarte friabile (nisipuri, pietrişuri, tufuri), dar şi argile. Acestea determină numai alunecări superficiale (având în vedere şi energia de relief tot mai redusă spre sud), uşor vălurite, în cuiburi, rar lineare. Ele se extind însă pe suprafeţe mari de versant şi capătă o densitate ridicată în bazinele torenţiale, menţionate local ca hârtoape. Înclinarea stratelor face să domine alunecările consecvente. Apar însă şi unele obsecvente, mai mari ca adâncime. Există totuşi şi resturi de alunecări masive pleistocene. Pe timpul dezgheţului de primăvară şi a ploilor din acest anotimp, ca şi din cauza înclinării stratelor spre sud-sud-est, materialele alunecate sunt spălate puternic, făcând loc la noi alunecări.

Podişul Getic se caracterizează printr-o alternanţă de pietrişuri, nisipuri şi argile (uneori în lentile). Se declanşează alunecări de teren pe versanţii văilor. Adesea sunt combinate cu procese de sufoziune, care impun şi prăbuşiri locale, ondulate, cu movile şi mici depresiuni, ce dau falsa impresie a unor văluriri de alunecare. Sunt recunoscute alunecările din preajma şoselei Piteşti-Râmnicu Vâlcea, pe văile Bascov şi Milcoiu şi pe Dealul Negru.

Podişul Mehedinţi prezintă alunecări pe deluviile de versant, pe rocile flişului de Severin (echivalentul Stratelor de Sinaia) care conţin şi argile şi pe formaţiunile miocene din Depresiunea Bahna şi din estul podişului. În general este vorba de alunecări superficiale.

Dealurile Vestice sunt dominate de roci panoniene (nisipuri, pietrişuri, argile) pe care apar numai alunecări superficiale. Ceva mai frecvente sunt alunecările din Podişul Silvaniei unde există şi roci miocene.

Dobrogea are numai alunecări superficiale, pe deluvii şi loessoide. Excepţie fac unele laturi dunărene, unde apar iviri de argile romaniene, în special în sud, şi faleza de la Constanţa către Mangalia. În acest din urmă caz, la baza loessului stau argile villafranchiene care provoacă alunecări şi prăbuşiri în perioadele de umectare.

Câmpiile României au foarte puţine alunecări. Se întâlnesc totuşi în câmpiile înalte, mai adânc fragmentate. Se cunosc mai multe alunecări pe marginile Burnasului, uneori şi pe văiugi interioare. În Câmpia Covurluiului alunecările de lângă malurile Braţeşului au afectat şoseaua şi calea ferată Galaţi-Tg. Bujor. Alunecări supeficiale şi rare apar şi în câmpiile înalte din Câmpia de Vest.

Bibliografie (alunecări)

Alexandrescu M., Dragomirescu Ş., Şeitan O. (1964), *Câteva observaţii asupra proceselor actuale de modelare a reliefului din Subcarpaţii dintre valea Slănicului de Buzău şi Cricovul Sărat*, „Stud. şi Cercet. de Geol., Geofiz., Geogr., seria Geogr.", t. 11.

Atanasiu I. (1961), *Cutremurele de pământ din România.*

Badea L. (1955), *Contribuţii la studiul Piemontului Getic (Regiunea Cheia-Olăneşti)*, *Probl. de geogr.*, vol. II.

Badea L. (1956), *Observaţii asupra unor alunecări din bazinul Buzăului*, *Probl. de geogr*., vol. IV.

Badea L. (1960), *Depresiunea Jiblea (caracterizare geomorfologică)*, *Probl. de geogr*., vol. VII.

Badea L., Stănescu C., Alexandru D. (1957), *Observaţii morfologice în bazinul Pogănişului. Depresiunea Brebu*. *Probl. de geogr.,* vol. IV.

Bârsan A. (1957), *Contribuţii la studiul degradărilor de teren din Oltenia de NV*, Editura Agro-silvică de stat, 1957.

Băcăuanu V. (1958), *Contribuţiuni la studiul geomorfologic al Câmpiei Moldovei*, „Analele Universităţii A. I. Cuza, sect. II, St. Nat. ", t. IV, nr. 1.

Bălteanu D. (1970), *Morfodinamica alunecărilor de teren de pe V. Apostului*, „St. cerc. G.G.G., Geogr.", XVII, 2.

Bălteanu D. (1974), *Relaţiile dintre curgerile de noroi şi eroziunea torenţială în modelarea versanţilor din Subcarpaţii Buzăului*, „St. cerc. G.G.G., Geogr.", XXI, 1.

Bălteanu D. (1997), *Geomorphological hazard of Romania*. În vol. *Geomorphological Hazards of Europe*. Edited by C. Embleton. Amsterdam.

Bojoi I., Grasu C., Mihăilescu F. (1968), *Alunecarea de teren de la Pădurărie (valea râului Doamna)*, *Comunic. de geogr*., vol. V.

Bucur N., Barbu N. (1954), *Complexul de condiţii fizico-geografice din coasta Dealul Mare-Hârlău*. *Probl. de geogr*., vol. I.

Capcelea A. (1992), *Hârtoapele Moldovei*, Acad. de Şt. a Moldovei, Editura Ştiinţa, Chişinău.

Călinescu Maria (1958), *Câteva consideraţiuni asupra alunecărilor din sud-estul Câmpiei Transilvaniei*. „Rev. Natura, Seria geol.-geogr.", nr. 4.

Călinescu Maria (1960), *Câteva observaţii asupra microreliefului din bazinul văii Comlodului*, *Probl. de geogr*., vol. VII.

Cioacă A. (1967), *Alunecările de teren de la Baia Veche (Slănic) şi dinamica lor*, „Şt. cerc. G.G.G.", Geogr., XVI, 2.

Costin E., Mihai E., Pârvu E., Muşat I., Tracic (1959), *Studiul terenurilor degradate din Vrancea şi ameliorarea lor prin culturi forestiere*. Editura Agro-silvică.

Coteţ P. (1958), *Depresiunea Baia Mare (Observaţii geomorfologice)*, *Probl. de geogr*., vol. V.

David M. (1940), *Relieful Coastei Iaşilor*, *Lucr. Soc. D. Cantemir*, t. III.

Donisă I. (1966), *Procese de versant în valea Bistriţei Moldoveneşti*, „Studia Universitatis Babeş-Bolyai. Series geologia-geographia", Cluj, fasciculus II.

Dragomirescu D., Gâştescu P. (1960), *Formarea prin baraj natural a lacului Betiş*, *Probl. de geogr.*, vol. VII.

Dragoş V. (1957), *Deplasări de teren*. Editura Ştiinţifică.

Gârbacea V. (1964), *Alunecările de teren de la Saschiz (Podişul Hârtibaciului)*, „Studia Universitatis Babeş-Bolyai series geologia-geographia", nr. 1.

Gârbacea V. (1992), *Harta glimeelor din Câmpia Transilvaniei*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, geogr.", vol. XXXVII, nr. 1-2, Cluj.

Grecu Florina (1983), *Alunecările de teren de la Movile*, *Ocrotirea naturii şi a mediului înconjurător*, T. 27, nr. 2.

Gugiuman I. (1936), *Alunecările de straturi şi scurgeri de gloduri pe valea Bârladului şi Crasnei*, „B.S.R.G.", t. LV.

Hârjoabă I. (1965), *Procese geomorfologice care contribuie la degradarea terenurilor din Colinele Tutovei*, „Analele Şt. Univ. A. I. Cuza, Iaşi, geo.-geogr.", t. XI, 1965.
Hârjoabă I. (1968), *Alunecările de teren din Colinele Tutovei*, „Com. de geogr.", vol. V.
Herbay A. (1963), *Porniturile de teren în bazinul Hârtibaciului*, *Probl. de geogr*., vol. X.
Ielenicz M. (1970), *Alunecările de teren din ţara noastră*. „Terra" II (XXII), nr. 1.
Ilie I., Popescu N. (1967), *Câteva observaţii asupra alunecărilor de teren din împrejurimile localităţii Melineşti*, „Analele Univ. Buc., Seria geol.-geogr."
Ilie I., Popescu N. (1968), *Alunecările de teren din dealul Tarniţa*. „S.S.N.G., Comunic. de geogr.", vol. VI.
Josan N. (1970), *Alunecările de teren de la Românești-Paucea*, „Lucr. Şt. Inst. Oradea, seria A", Oradea.
Lupu Silvia (1963), *Câteva observaţii asupra unor pornituri de teren din bazinul inferior al Târnavei Mici*, „Analele Universităţii Bucureşti, geol.-geogr.", nr. 36.
Lupu Silvia (1967), *Procese de versant în depresiunea Petroşani*, „Studia Babeş-Bolyai, Series Geologia-Geographia", nr. 2.
Mac I. (1986), *Tipuri de versanţi din România*, „Terra", XIV (XXXIV), 1.
Macarovici N. (1942), *Observaţii asupra alunecărilor de teren de la Iaşi din primăvara anului 1942*, „Rev. Ştiinţa V. Adamachi", vol. XXVIII, nr. 2-3.
Macovei G., Botez G. (1923), *Comunicare asupra fenomenelor de alunecări şi prăbuşiri de teren din judeţul Râmnicu-Sărat*, „D.D.S., ale şedinţ. Inst. Geol. Rom.", vol. VI (1914-1915).
Marinescu I. (1956), *Fenomene fizico-geologice în bazinul hidrografic al Buzăului*, „Stud. tehn. şi econom." Seria F., nr. 2.
Marinescu I. (1957), *Cercetări geologice în flişul Munţilor Buzăului*, D.D.S. ale şed. Inst. Geol. Rom., vol. XLIV.
Marinescu I., Comeagă St. (1956), *Deplasări de teren caracteristice Văii Buzăului şi locul lor în clasificările existente,* „Dări de seamă ale şed. Inst. Geol. Rom.", vol. XLIII (1955-1956).
Martiniuc C. (1954), *Geomorfologia degradărilor de teren din bazinul mijlociu şi superior al Tutovei*, D.D.S. ale şed. Comit. Geol., vol. XXXVIII.
Martiniuc C. (1954), *Pantele deluviale*. *Contribuţii la studiul degradărilor de teren*, *Probl. de geogr*., vol. I.
Martiniuc C., Băcăuanu V. (1961), *Porniturile de teren şi modul cum pot fi prevenite şi stabilizate*, „Rev. Natura, Seria geol.-geogr.", nr. 4.
Mihăilescu V. (1922), *Câteva observaţii asupra formelor de teren din partea de nord a Podişului Moldovei*, „Rev. Moldovei", II, 7-8, Botoşani.
Mihăilescu V. (1926), *Frane sau forme de teren rezultate din acţiunea de dărâmare a agenţilor externi* (o propunere), „B.S.R.G."
Mihăilescu V. (1939), *Porniturile de teren din regiunea Nehoiaş*, „B.S.R.G.", LVIII.
Mihăilescu V. (1939), *Porniturile de teren şi clasificarea lor*, „Rev. geogr. Rom.", an II, fasc. II-III.
Mihăilescu V. (1940), *Cum s-a format Lacul Roşu*, „B.S.R.G.", t. LIX.
Mihăilescu V. (1942), *Alunecările de teren de la Strâmbu*, „B.S.R.G."
Mihăilescu V. (1959), *Porniturile de teren de la Pucioasa*, *Probleme de geografie*, vol. VI.
Morariu T. (1950), *Problema degradării terenului prin pornituri şi eroziune torenţială*, „Lucr. Inst. de Cerc. Geogr. al R.P.R."
Morariu T. (1974), *Le system des glissement de terre en Roumanie*, „Rev. roum. G.G.G., Geol.", XVIII, 1.
Morariu T., Călinescu Maria, Platagea G., Posea Aurora (1963), *Studiul fizico-geografic al văii Târnava Mare*, *Probl. de geografie*, vol. IX.
Morariu T., Diaconeasa B., Gârbacea V. (1964), *Age of land-slidings in the Transylvanian Tableland,* „Rev. Géol. Géophy. et Géogr. Serie Géographie", t. 8.

Morariu T., Gârbacea V. (1967), *Processus d'évolution des versants en Roumanie*, Symp. Internat. *Géomorph*., Liège-Louvain, 8-16 Juin, 1966, Les congrès et les colloques de l'Université de Liège.
Morariu T., Gârbacea V. (1968), *Déplacements massifs de terain de type glimee en Roumanie,* „Révue Roumaine de Géologie, Géophysique et Géogpahie, Serie de Géographie", t. 12, nr. 1-2.
Morariu T., Gârbacea V., Călinescu Maria, (1965), *Alunecările de teren de la Bozieş (Câmpia Transilvaniei)*, „S.S.N.G., Com. de Geogr.", t. III.
Morariu T., Tufescu V., Grumăzescu H., Stănescu C., Mihăilescu V. (1960), *Les processus de pente sur le territoire de la Roumanie*, Récueil d'études géographiques, Editura Academiei Bucureşti.
Moţoc M., Trăşculescu Fl. (1959), *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei*. Editura Agro-silvică de Stat.
Mrazec L. (1923), *Cauza alunecărilor de teren*, „D.D.S., Inst. Geol. Rom.", vol. VI (1914-1915).
Naum Tr. (1956), *Contribuţii la problema degradărilor de teren din Carpaţii de Curbură. Alunecările de teren din bazinul superior al Buzăului*, „Analele Univ. „C.I. Parhon". Seria St. Naturii. Geologie-Geografie", nr. 9.
Naum Tr. (1957), *Observaţiuni geomorfologice în bazinul inferior al Trotuşului (sectorul Gârboranu-Adjud)*. „Analele Univ. „C. I. Parhon", Seria Şt. Naturii, Geol.-Geogr.", nr. 14.
Naum Tr. (1968), *Procesele de modelare actuală din Ţara Dornelor*, Comunic. de geogr., vol. V.
Năstase G. (1937), *Centum monticuli* – „*Suta de movile*", Lucr. Soc. Geogr., „D. Cantemir", Iaşi, vol. I.
Niculescu Gh. (1960), *Câmpia piemontană înaltă a Cricovului Dulce*, *Probl. de geogr*., vol. VII.
Oncescu N. (1961), *Alunecările de teren de la punctul de pescărie Slom-Balta Greaca*, *Probl. de geogr*., vol. VIII.
Ploscaru D. (1967), *Contribuţii la studiul degradărilor de teren din sectorul Scheia-Găunoasa-Drăguşeni*, Analele Şt. Univ. „Al. I. Cuza", t. XIII.
Pop Gh. (1967), *Aspecte ale proceselor de versant în regiunea dealurilor Simişna-Dej*, „Com. de geogr.", vol. IV.
Posea Gr. (1969), *Glissements, méandres et voies de comunication dans la vallée de Buzău*. În vol. *Geomorfologie aplicată* (*Travaux du symposium international*).
Posea Gr. (1972), *Alunecarea de la Nehoiu-Borcea*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie" XXI.
Posea Gr. (1973), *Aplicaţie practică în jud. Buzău*. În vol. *Judeţul Buzău şi împrejurimi*, Buzău.
Posea Gr. (1974), *Măsuri generale de frânare a marilor alunecări din zona flişului Carpaţilor de Curbură*, „Lucr. Şt., seria A, Geografie", Inst. Ped. Oradea.
Posea Gr. Ielenicz M. (1976), *Types de glissement dans les Carpates de la Curbure*, „Rev. roum. de G.G.G., Géographie", t. 20.
Posea Gr., Badea L. (1953), *Torentul noroios de la Chirleşti*, „Natura, Seria Şt. Naturii, Geol.-Geogr.", nr. 6.
Posea Gr., Gârbacea V. (1961), *Depresiunea Bozovici – studiu geomorfologic*. *Probl. de geogr*., vol. VIII.
Posea Gr., Ielenicz M. (1970), *Alunecările de teren de pe Valea Buzăului (sectorul montan)*, „Analele Universităţii Bucureşti, Geografie".
Posea Gr., Popescu N. (1976), *Les glissements massif dans les piémonts péricarpatiques,* „Rev. roum., G.G.G., Geogr.", 20.
Preda D.M., Kreutner Th. (1941), *Les glissements de terrain de Rădineşti-Gorj*, „Comptes rendus des séances", t. XXV.
Preda I. (1967), *Deplasări de teren în zona Lacului Roşu*, „Com. Geol., vol. IV, S.S.N.G."
Rădulescu N. Al. (1959), *Răspândirea alunecărilor de teren în R.P.R*., *Probl. de geogr*., vol. VI.

Sârcu I. (1962), *Rolul alunecărilor şi prăbuşirilor de mase de roci în formarea reliefului munţilor cristalini ai Rodnei,* Analele Univ. „Al. I. Cuza", seria geol.-geogr., t. VIII.
Simionescu I. (1903), *Contribuţii la geologia Moldovei dintre Siret şi Prut*, Fond. Adamachi, Iaşi.
Stănescu I. (1962), *Alunecările de teren din sud-vestul Masivului Dragomirna*, Analele Universităţii „Al. I. Cuza", seria geol.-geogr., t. VIII.
Surdeanu V. (1997), *Studiul alunecărilor de teren*, „Rev. de Geomorfologie I, Asoc. Geomorf. din România", Bucureşti.
Tövissi I. (1960), *Procese de pantă în regiunea Porumbenii Mari*, „Studia Universitatis „Babeş-Bolyai", series Geol.-Geogr.", nr. 1.
Tövissi I. (1963), *Alunecările de teren în regiunea comunei Măgherani*, „Studia Universitatis Babeş-Bolyai, series géol.-géogr.", nr. 1.
Traci C., Costin E. (1966), *Terenurile degradate şi valorificarea lor pe cale forestieră*, Editura Agro-silvică.
Trufaş V. (1958), *Depresiunea Băiţa (Observaţii geomorfologice preliminare)*, Analele Universităţii „C.I. Parhon", seria Şt. Nat. Nr. 17.
Trufaş V. (1961), *Descrierea câtorva tipuri de pornituri de teren actuale din SV Transilvaniei*, „Natura", nr. 5.
Tufescu V. (1959), *Torenţi de noroi în Vrancea*, „Com. Acad. R.P.R.", nr. 1.
Tufescu V. (1962), *Porniturile de pantă din împrejurimile oraşului Brad,* „Com. Acad. R.P.R.", t. XII, nr. 5.
Tufescu V. (1963), *Procese de pantă în bazinul Sitnei la N de Botoşani*, *Probl. de geogr*., vol. IX.
Tufescu V. (1964), *Typologie des glissements de Roumanie*, „Rev. Roum. de Géol. Géophis., Serie Géographie", t. VII.
Tufescu V. (1968), *Coulées boueuses dans les Carpates du flysch et les Subcarpates de Roumanie*. „Rév. de Géol. Géophys. Géograph., Serie géographie", t. XII, nr. 1-2.
Velcea V. (1963), *Studiul fizico-geografic al alunecărilor de teren*, „Rev. Natura, Seria geol.-geogr.", nr. 1.
Velcea V. (1968), *Consideration sur le modelé de versant dans les Carpates Roumaines*, „Rev. roum. G.G.G., Geogr.", 12, 2.
Voiteşti P.I. (1924), *Raport asupra alunecărilor de teren de la Poseşti* (16-17 aprilie, 1915), „Analele Inst. Geol. Rom.", 1915, t. V.

Relieful dezvoltat pe formaţiuni loessoide

Loessul şi formaţiunile loessoide ocupă circa 18% din suprafaţa ţării, dar se extind aproape numai pe câmpii şi podişuri joase şi sunt foarte subţiri ca strat, 3-40 m. Cele mai mari suprafeţe cu loess sunt în Câmpia Română, mult mai reduse în Câmpia de Vest şi apoi în Dobrogea şi sudul Moldovei. Formează *câmpuri sau interfluvii netede* pe care acţionează tasarea şi sufoziunea. În legătură cu loessurile apar şi *soluri* fosile, dispuse în benzi negre, maronii sau roşcate. Numărul acestora este obişnuit de trei, dar au fost găsite şi 5-6.

Prin tasare – dar combinată cu spălarea în suprafaţă, şiroirea şi sufoziunea – iau naştere crovuri, iar prin îngemănarea acestora dau găvane şi padine. Crovurile au diametrul de la câţiva metri la zeci de metri, iar padinele pot depăşi 1-5 km şi sunt alungite. Există şi padine care s-au mulat pe vechi braţe de râuri, sau ale Dunării, ce pot atinge şi 10 km lungime. Alteori crovurile se unesc în văi de crovuri, fie prin îngemănare lineară, fie prin avansarea regresivă a unui ogaş. Cele mai multe crovuri există în Bărăgan (unde s-au format şi lacuri de crov, care ulterior s-au lărgit prin abraziune lacustră, ca de exemplu în Câmpia Brăilei şi în Bărăganul Ialomiţei), apoi în Burnas, Găvanu-Burdea etc.

Pe malurile de loess se formează şi terasete de prăbuşire, care iau naştere prin apariţia unor crăpături de uscăciune, pe care se produc rupturi, prăbuşiri şi alunecări în felii, dispuse în 2-3 trepte. Acestea din urmă evoluează şi dispar prin şiroire şi spălare.

Procesul de sufoziune este mai activ în apropierea malurilor sau versanţilor de vale şi pe suprafeţele uşor înclinate care facilitează circulaţia subterană a apei de ploaie. În urma sufoziunii, la suprafaţă apar pâlnii sau „doline" de sufoziune, mici avene, hrube de prăbuşire, stâlpi, ace, poduri sau arcade, văiugi sufozionale şi tuneluri subterane. Se pot observa pe fâşiile marginale malurilor Dunării şi a tuturor văilor cu pereţi abrupţi formaţi din loess, sau deasupra falezei. Pe centrul Bărăganului Sudic s-au format şi depresiuni endoreice drenate sufozional.

Bibliografie (loess)

Brătescu C. (1934), *Profilele cuaternare în falezele Mării Negre*, „Bul. Soc. Rom. Geogr.", t. I, II.

Brătescu C. (1935), *Falezele Mării Negre între Carmen-Sylva şi Schitu-Costineşti*, „Anal. Dobr.", anul XVI, p. 3-11.

Brătescu C. (1937), *Criterii pentru determinarea vârstei teraselor cuaternare*, Omag. lui C. Kiriţescu, Bucureşti, p. 3-38.

Bucur N. (1959), *Contributions à l'étude des loessoides de la dépression de Jijia – Bahlui*, Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţia a II-a (şt. nat.), t. V, p. 149-164.

Bucur N., Barbu N. (1956), *Contribuţii la studiul lutului loessoid de terasă din bazinul Siretului la nord de Mărăşeşti*, „Şt. cerc. şi biol. şi şt. agric.", Acad. R.P.R., fil. Iaşi, an. VII, fasc. 2, p. 93-210.

Bucur N., Barbu N., Martiniuc C., Băcăuanu V. (1960), *Contribuţii la studiul solurilor fosile din câmpia Jijia-Bahlui*, Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza" Iaşi, secţia a II-a (şt. nat.), t. VI, fasc. 1, p. 193-210.

Butnaru V. (1964), *Observaţii asupra solurilor fosile de la Aroneanu-Iaşi*, Anal. Şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi, secţia a II-a (Şt. nat.), b, geol.-geogr., t. X, p. 85-91.

Conea Ana (1967), *Problema solurilor fosile îngropate (cu privire specială asupra Dobrogei sudice),* „Dări de seamă, Inst. geol.", vol. LII (1964-1965), partea a 3-a, p. 259-282.

Conea Ana (1968), *Some features of Loess – Soil Parent Material in Central and South Dobrogea*, „Şt. solului", vol. VI, nr. 2-3.

Conea Ana, Ghiţulescu Nadia, Vasilescu P. (1963), *Consideraţii asupra depozitelor de suprafaţă din Câmpia Română de est*, „St. Tehn. Econ., seria C, Pedologie", nr. 11, Inst. geol., p. 61-85.

Flarov N. (1927), *Uber die Lössprofile in den Steppen am Schwarzen Meer*, Zeitsch. f. Gletscherk, vol. XV, fasc. 3, p. 191-231.

Florea N., Asvadurov H., Cioflică Gianina (1966), *Consideraţii paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (Câmpia Tisei)*. „Dări de seamă, Inst. geol.", vol. LII (1964-1965), partea I-a, p. 443-460.

Florea N., Niţu I., Bratosin Niculina (1964), *Karasulucurile*, „St. Tehn. Econ., seria C., Pedologic", Inst. geol., nr. 14, p. 39-67.

Gogălniceanu S.M. (1939), *Analiza chimică, mecanică şi microscopică a loessului românesc*, Impr. Naţ., Bucureşti.

Grumăzescu H., Grumăzescu-Stăncescu Cornelia (1967), *Signification paléogéographique de certains dépôts quaternaires de la bordure danubienne de la Dobrogea du Nord*, „Rev. Roum. de Géol., Géogr. et Géoph., Série de Géogr.", t. II, nr. 1, p. 41-47.

Liteanu E. (1952), *Geologia zonei oraşului Bucureşti*, „St. tehn. econ., seria E., Hidrologie", Inst. geol., nr. 1.

Liteanu E. (1953 a), *Geologia ţinutului de câmpie din bazinul inferior al Argeşului şi teraselor Dunării*, „St. tehn. econ. Seria E, Hidrologie, Inst. geol.", nr. 2.

Liteanu E. (1953 b), *Procese morfogenetice holocene în bazinul inferior al Argeşului şi a teraselor Dunării*, „St. tehn. econ., seria E, Hidrologie, Inst. geol.", nr. 2.
Liteanu E. (1956), *Geologia şi hidrogeologia ţinutului dunărean dintre Argeş şi Ialomiţa,* „St. tehn. econ., seria E., Hidrogeologie", Inst. geol., nr. 4.
Liteanu E. (1961 b), *Aspecte generale ale stratigrafiei Pleistocenului şi geneticei reliefului din Câmpia Română*, „St. tehn. econ., seria E, Hidrogeologie", Inst. geol., nr. 5, p. 41-64.
Liteanu E., Brandrabur T., Ghenea C., Mihăilă N. (1964), *Harta cuaternarului*, Inst. geol., Bucureşti.
Mihăilescu V., Dragomirescu Ş. (1959), *„Franjuri" periglaciare într-un sol fosil din faleza Mării Negre, la sud de Constanţa*, „Com. Acad. R.P.R.", t. IX, nr. 4.
Morariu T. (1946), *Câteva consideraţiuni geomorfologice asupra crovurilor din Banat*. „Rev. geogr.", an II, fasc. I-IV, 1945.
Morariu T., Mihăilescu V., Dragomirescu Ş., Posea Gr. (1960), *Le stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R.P. Roumaine,* „Recueil d'étude géogr."
Morariu T., Popovăţ M., Conea Ana (1964), *Noi contribuţii la cunoaşterea formelor periglaciare din faleza Mării Negre*, Acad. R.P.R. „St. cerc. geol. geof. Geogr., seria geogr.", t. 11.
Morariu T., Tufescu V. (1964), *Procese de modelare în formaţiunile loessoide din sudul Câmpiei Române şi Dobrogea*, „Studia Univ. „Babeş-Bolyai", Cluj, seria geol.-geogr.", nr. 1.
Murgoci Gh. (1920), *Clima şi solurile României în decursul erei cuaternare*, Bibl. Soc. Agron., Bucureşti.
Oprea C. V. şi Contrea A. (1956), *Contribuţii la cunoaşterea formării şi răspândirii loessului în partea de vest a ţării*, „Stud. cerc. şt., seria şt. agr.", vol. III, nr. 1-2, Timişoara.
Popovăţ M. (1937 a), *Etude analytique d'un sol fossile*, „Bul. Lab. miner. Gener., Univ. Bucureşti", vol. II, I-ère partie: Travaux originaux.
Popovăţ M. (1937 b), *La texture du loess*, „Bul. Soc. Rom. Geol.", vol. III.
Popovăţ M. (1938), *Sur une coupe dans le loess de la Dobroudja*, „C.R. des Séances de l'Acad. de Roum.", t. II, nr. 2.
Popovăţ M. (1944), *Recherches sur le loess. Une coupe à Slobozia Veche (Ialomiţa)*, „C.R., Inst. géol. Roum.", vol. XXIX (1940-1941), p. 64-76.
Popovăţ M., Conea Ana, Munteanu I., Vasilescu P. (1964), *Loessuri şi soluri fosile în Podişul Dobrogei sudice,* „St. Tehn. Econ., seria C., Pedologie, Inst. geol.", nr. 12, p. 11-44.
Posea Gr. (1961), *Profil periglaciar la Floreşti*, „Com. Acad. R.P.R.", t. XI, nr. 1, p. 119-125.
Spirescu M. (1970), *Loessuri şi soluri fosile*, „St. Tehn. Econ., seria C, Pedologie, Inst. geol."
Tufescu V. (1963), *Forme de sufoziune în malul Borcii la N de Feteşti*, „Com. Acad. R.P.R.", nr. 5.

Capitolul XII

RELIEFUL VULCANIC

Relieful vulcanic din România a fost tratat prima dată, la nivel de largă sinteză, în *Relieful României* (1974) şi în *Vulcanismul şi relieful vulcanic* (Posea, 2001), din care vom prelua multe aspecte şi în acest volum. Activitatea vulcanică s-a manifestat pe teritoriul României în *trei mari epoci* (în sensul scării morfocronologice din acelaşi volum, p. 314): prehercinică, hercinică şi carpatică. *În funcţie de aspectele actuale* ale reliefului, gruparea activităţilor vulcanice poate fi făcută astfel; activitatea *prehercinică şi hercinică*, *magmatismul mezozoic* şi *vulcanismul neogen*. Toate fazele magmatice au fost legate de ciclurile orogene, plasându-se fie sintectonic, fie după fazele principale orogene (subsecvent).

În timpul orogenezelor hercinice şi prehercinice, magmatismul a afectat cu precădere actualele formaţiuni cristaline, iar fazele ulterioare (mezozoice şi neozoice) aparţin *ciclului alpino-carpatic*, afectând şi formaţiunile sedimentare. Fazele magmatice alpino-carpatice au fost de trei tipuri şi s-au succedat în următoarea ordine :

- ofiolitele (şi diabazele) din Metaliferi şi mai puţin în Meridionali (puse în loc din triasic până în cretacic);
- banatitele, cu intrusiuni în Munţii Banatului şi intrusiuni şi efuziuni în Vlădeasa (puse în loc la sfârşitul cretacicului);
- andezitele neogene, foarte puternice în vestul Orientalilor şi mai reduse în Munţii Metaliferi, cu o primă subfază dominată de intruziuni.

Relieful impus de magmatism şi vulcanism se prezintă azi în trei ipostaze: *petrografic, structural* şi *forme vulcanice propriu-zise* (rămase de la vulcanismul neogen). Dar, structurile vulcanice păstrate au influenţat sau determinat şi alte forme de relief, cum ar fi fosilizarea sau deformarea suprafeţelor de eroziune, apariţia unor depresiuni de baraj vulcanic, depresiuni formate prin inversiuni de relief, influenţarea reţelei hidrografice, apariţia unui pseudocarst vulcanic, anumite forme periglaciare, scoarţe specifice de alterare cu soluri aparte etc.

Activitatea vulcanică hercinică şi prehercinică

Manifestările vulcanice din aceste cicluri au fost asociate cu metamorfozarea şisturilor cristaline carpatice şi nord-dobrogene. După *fazele intrusive* au avut loc şi *faze efuzive*. Resturile acestora din urmă au fost îndepărtate de eroziunea ulterioară, iar o parte din intruziuni, aliniate şi concordante cu sensul de stratificare al şisturilor cristaline, au fost scoase la zi. Intruziunile au formă de *lacolite, batolite, apofize, stockuri, filoane* etc., unele alungite pe zeci de km.

- Astfel, *în Dobrogea* se găsesc intruziuni în Munţii Măcinului, sub forma unui mare **lacolit**. La suprafaţa locului se materializează prin petice de granit, încadrate unei elipse de 70/30 km, alungită NV-SE, ca şi cutele hercinice de aici. Lacolitul este diferenţiat magmatic în patru fâşii concentrice (I. Atanasiu, 1940). Fâşia centrală, cu

peticul cel mai mare, formează Masivul Greci sau *Culmea Ţuţuiatu*. Cea de a doua fâşie se materializează prin două culmi: *Pricopanul*, în estul Măcinului, şi masivul *Megina-Romancula* în sud-estul Culmii Pricopan. Fâşia a treia este marcată de *petice izolate* la: Măcin, valea superioară a Taiţei, vestul Podişului Babadag (lângă Atmagea şi General Praporgescu), Popina Mare şi mameloanele de la est de Taiţa. Fâşia externă apare ca iviri de granit la *Iacobdeal, Piatra Roşie* (SE de Turcoaia), apoi apofize porfirice la *Dealul lui Manole* (lângă Iacobdeal) şi peticul de porfire de la Cârjelari.

Fâşiile amintite se impun numai ca *relief petrografic* în special de amănunt, cum sunt culmile, crestele şi măgurile, sau prin arene, blocuri sferoidale ş.a.

- În *Carpaţii Orientali* **corpuri intrusive** sintectonice cristalinului au existat, se pare, în mai multe locuri, cunoscute fiind *granodioritele* de pe versantul Trotuşului al Munţilor Ciucului, *gneisul* de Rarău şi *filoanele de diabaze-porfire* din Munţii Bistriţei, tăiate de cheile de la Zugreni.
- În *Carpaţii Meridionali şi Munţii Banatului* se extind **mari batolite** legate de cristalinul Autohtonului. Apar astfel de batolite în munţii *Parâng, Retezat, Vâlcan, Ţarcu şi Almăj*. În aceşti din urmă munţi se evidenţiază masivele granitice de la *Cherbelezu* şi *Sfârdinu*, care se continuă către Dunăre cu gabrouri şi serpentine (gabroul de la *Iuţi*). Tot aici se află masivul granitic de la *Ogradena* (ajunge până la Topleţ), continuat cu granitul de Cerna (între Băile Herculane şi Piatra Galbenă).

Importante pentru relief sunt şi *fâşiile granitului de Tismana şi Şuşiţa*, străbătute transversal de văile Motru, Sohodol, Şuşiţa, Jiu, Gilort şi Olteţ. Între acestea, granitul de Tismana formează un batolit de 85/15 km în sudul Vâlcanului şi Parângului, iar între Jiu şi Olteţ are şi o a doua fâşie situată lângă depresiunea subcarpatică. Granitul de Şuşiţa se remarcă prin trei benzi, una în sudul Munţilor Cernei şi două între Tismana şi sudul Muntelui Păpuşa.

În Retezat şi Ţarcu apar de asemenea mase granitice, dar şi benzi de gabrouri situate în sudul pediplenei carpatice.

- În *Munţii Apuseni* se găsesc intruziuni granitice în Munţii Gilău – Muntele Mare (un **batolit** de 20/8 km), în Codru-Moma (un petic pe care se află cele mai mari altitudini) şi în Highiş (o fâşie de 15 km în sud-vestul munţilor). Pe granitul de Gilău s-a conservat bine pediplena carpatică (fig. 39).

Vorbind la modul general despre **relieful granitic**, care există în locurile amintite, din Dobrogea şi Carpaţi, se poate spune că prezintă îndeosebi caractere petrografice: *înălţimi mai mari* faţă de rocile din jur, uneori *masive* bine individualizate ce păstrează deasupra suprafeţe netede de eroziune, simple *măguri*, sau *mameloane*. De asemenea, pe alocuri apar *chei epigenetice* (în sudul Meridionalilor, mai rar în Munţii Banatului).

Reliefuri mai specifice, cum sunt *căpăţânile de zahăr*, *arenele* granitice şi *blocurile sferoidale*, se găsesc mai rar şi cu aspecte mai puţin tipice, în Dobrogea de Nord, şi mai restrânse în Munţii Banatului. Pot fi remarcate arenele şi blocurile sferoidale de la poala Culmii Grecii, unele începuturi de căpăţâni de zahăr în aceeaşi Munţi ai Măcinului ş.a. Se pot adăuga *inselberguri*, dar şi enormele *lespezi* de pe Culmea Pricopan, suprapuse ca la formele de tip „ thor", unde şi periglaciarul şi-a spus un cuvânt. Nu pot fi uitaţi *martorii* granitici ai pediplenei carpatice care par a fi fost la origine fie căpăţâni de zahăr, fie inselberguri suprapuse pedimentelor.

Magmatismul mezozoic şi relieful

Reprezintă, în mare, magmatismul mişcărilor precursoare fazelor alpino-carpatice şi este prezent în Carpaţi şi Dobrogea de Nord. Aria pediplenei post-hercinice din România a fost fracturată de *două aliniamente de tip rift*, unul pe direcţia Carpaţilor

Orientali şi altul în lungul Munţilor Metaliferi. Expansiunea fundului celor două viitoare geosinclinale, începută în triasicul inferior, a declanşat o primă fază de revărsări a unui complex bazaltic, cunoscut sub numele de **ofiolite** (ofiolite şi diabaze).

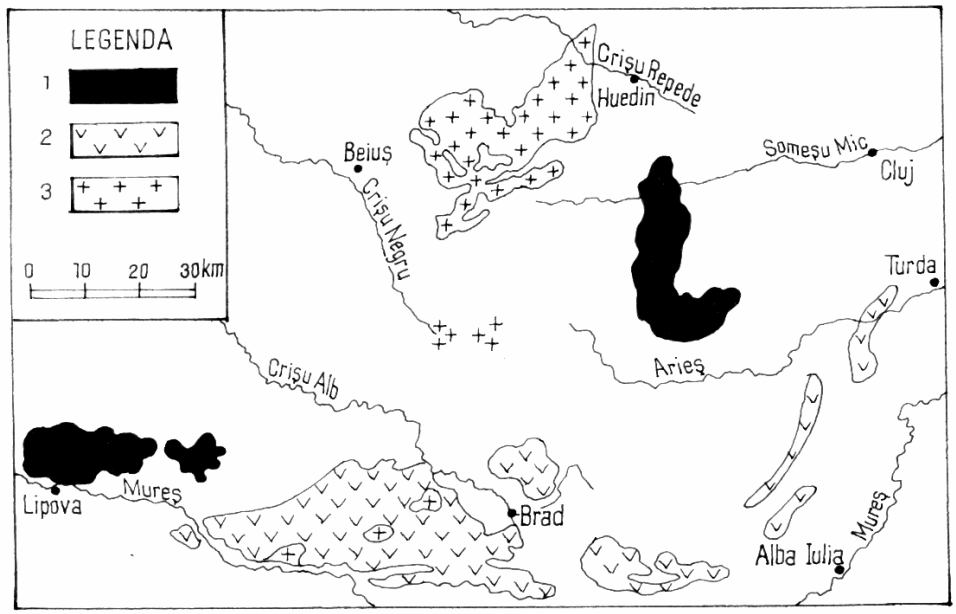


Fig. 39 – Vulcanismul Paleozoic şi Mezozoic din Munţii Apuseni. 1) intruziuni granitice hercinice şi prehercinice, 2) vulcanism mezozoic iniţial (ofiolite), 3) vulcanism mezozoic subsecvent (banatite)

Acest *vulcanism alpin iniţial* se menţine pe suprafeţe largi în Munţii Metaliferi şi răzleţ în Meridionali, dar a existat şi în Orientali. El apare şi în zona Niculiţel. Faza respectivă ţine până în cretacic.

O dată cu încetarea expansiunii fundului oceanic şi restrângerea acestuia (aproximativ la finele cretacicului), are loc *subducţia* celei mai mari părţi a crustei de tip oceanic (ofiolitele) şi începe o nouă fază de erupţii, cunoscută sub numele de **magmatism subsecvent banatitic**, care are loc în cretacicul mediu (în Banat şi Apuseni) şi superior (în Orientali). Acesta a fost declanşat de cutările laramice şi s-a manifestat atât intrusiv cât şi efuziv. Banatitele există din Vlădeasa până la Dunăre (la gura Nerei), formând o adevărată provincie. În ce priveşte relieful, ambele secvenţe magmatice se manifestă numai în *sens petrografic*.

- *Erupţiile triasice din nordul Dobrogei* sunt reprezentate prin diabaze şi mai puţine porfire şi au caracter de curgeri de lave. Diabazele sunt răspândite în Podişul Niculiţel (20/7 km), unde se pot vedea chiar *inversiuni de relief*, în sensul că unele diabaze s-au localizat iniţial pe văi, iar azi sunt interfluvii. Petice mai mici se găsesc şi la est de Luncavița şi în Dealul Somovei.

Porfirele sunt grupate în trei locuri: arealul Dealului Consul (Conţul), sud de Somova (Movila Săpată) şi o serie de petice înşirate între Camena şi Cârjelari (pe falia Peceneaga-Camena).

• *Ofiolitele (diabazele) din Apuseni* erup din triasicul superior până în cretacicul inferior. Apar în Munții Drocea (Zarandului), prelungite, ca *petice*, în Metaliferi până la valea Ampoiului; în continuare, merg pe sub sedimentar şi se ivesc în Munții Trascăului, pe unele văi, până în valea Hăjdatelui, în care râul formează al doilea rând de chei, meandrate, care nu par epigenetice, ci antecedente (Posea, 2001, pg. 145). Din Drocea diabazele se mai prelungesc pe sub sedimentar până la Timişoara.

În Munții Trascăului, peste barele de ofiolite, există chei şi defilee, obişnuit epigenetice, impuse de văile Tureni, Hăjdate, Pietroasa, Rachiş, Râmeț, Galda, Bucerdea, Ighiu, Ampoița, Ampoi ş.a. Au fost remarcate şi microreliefuri (piramide, stâlpi, turnuri, grohotişuri) şi pedimente (I. Popescu Argeşel, 1977, *Munții Trăscăului*, Editura Academiei). În ce priveşte defileul Hăjdatelui (7 km) pare mai puțin epigenetic (determinat de sedimentar tortonian), el impunându-se meandrat de la o suprafață de eroziune dezvoltată în prealabil până la nivelul ofiolitelor.

Pe lângă lavele bazice, erupte în lungul riftului Metaliferilor, există şi *corpuri subvulcanice* având formă de *lacolite*, compuse din gabrouri – porfire, precum şi pânze intrusive sau *dykeuri* ca cele de la Căzăneşti-Ciungani, Almaş-Sălişte, Cuiuş ş.a. (H. Savu, 1962).

În *a doua fază* a magmatismului din Metaliferi, când geosinclinalul se restrânge şi se ridică, au apărut şi **stratovulcani** aliniați pe cele două fose laterale în raport cu axul în ridicare, ce au lăsat urme la Troaş şi Ilteu (H. Savu, 1962). Pe vârfurile acestor *vulcani submarini* se instalau *recifi*. Resturile de lave intercalate cu depuneri flişoide se păstrează până la Cheile Turzii.

• *Banatitele din Munții Banatului şi Apuseni* reprezintă un complex de roci dominant acide, în special *granodiorite*. Au fost declanşate de orogeneza laramică, aproximativ în cretacicul superior. S-au extins pe un aliniament de fracturi care pornesc de lângă gura Nerei şi țin până în Vlădeasa, trecând şi peste Poiana Ruscăi. Este vorba de **intruziuni**, dar uneori şi de **erupții** (porfire, diorite, andezite şi piroclastite). Aceste roci străbat cristalinul Apusenilor şi pe cel Getic din Banat precum şi sedimentarul acestuia, uneori şi diabazele.

În cadrul aliniamentului nord-sud al banatitelor se găsesc două petice mari – *Masivul Vlădeasa* şi *Masivul Dognecea-Ocna de Fier* de pe Bârzava. Acesta din urmă este un *lacolit* (Al. Codarcea, 1940), cu *filoane* şi *apofize*.

Cât priveşte Vlădeasa, erupțiile s-au insinuat pe o linie care începe la izvoarele Crişului Galben şi ține până la Crişul Repede (40/30 km). Aici a fost şi un areal de scufundare, pe care s-au localizat mai întâi *vulcani liniari*, ce au dat în final o *pânză de andezite*. Aceasta a fost apoi străpunsă de *riolite* şi *dacite*, păstrate azi sub formă de corpuri. Datorită eroziunii, din pânza andezitelor au mai rămas petice, dominând azi riolitele.

În afară de Vlădeasa, resturi de banatite se mai află în sud, pe Mureş, îndeosebi la *Săvârşin* şi apoi în *estul Bihorului* (la izvoarele Crişului Negru).

• *Ofiolitele din Munții Banatului, Carpații Meridionali şi Orientali* s-au pus în loc în acelaşi timp cu cele din Apuseni. Apar în Autohtonul din Munții Almăj şi pe planul de şariaj din Parâng. În Orientali s-au ivit pe aria geosinclinală, asociate cu sedimentar mezozoic, sau străbat şisturile cristaline sub formă de filoane. Au fost identificate sub formă de mici lentile sau benzi discontinui în Munții Maramureşului, în sinclinalul Rarăului, în Perşani.

În Munții Maramureşului există *diabaze* în Farcău, Rugaşu şi Mihailec. Muntele Farcău a rămas cel mai înalt din Munții Maramureşului datorită eroziunii mai lente a acestor roci.

• *În Munții Giurgeului* există şi un masiv de *sienite* (12/12 km), la est de Ditrău, pus în loc în cretacicul superior (V. Ianovici, 1933), echivalent banatitelor şi exhumat de sub şisturi cristaline.

Vulcanismul neogen şi relieful

Aspecte generale

În era terțiară activitatea vulcanică, pe teritoriul țării noastre, este reluată numai în a doua parte a sa şi anume în *neogen*, având caracter *subsecvent tardiv de subducție*. Materialele vulcanice, puse în loc în acest timp, se întâlnesc în cantități deosebite în vestul Carpaților Orientali. În această regiune se formează **cel mai lung lanț muntos eruptiv din Europa**, 800 km începând din Ungaria. Mase relativ importante de materiale vulcanice apar, în acelaşi timp, şi în Munții Apuseni (Metaliferi).

Erupțiile s-au produs pe *linii de fracturi*, cu orientare carpatică şi panonică sau/şi locale. În Carpații Orientali fracturile ar coincide, pe o anumită distanță, cu marginea estică pe care s-a scufundat Bazinul Transilvaniei. Locul de origine al lavelor se află pe *planul de subducție* al Plăcii Moldo-Ruse, sub microplaca Transilvană. În Metaliferi erupțiile s-au produs pe fracturi interne, legate de o fosă internă, sau tot pe un plan local de subducție.

Punerea în loc a lavelor în neogen s-a făcut dominant prin erupții. Ca **tipuri de vulcani** au predominant *stratovulcanii*. Se întâlnesc însă şi resturi ale unor curgeri bazaltice de tip hawaiian, iar V. Manilici (1957) este de părere că în Apuseni, Căliman-Harghita şi Oaş-Gutin au avut loc şi explozii violente de tip *pelean*.

Venirea la zi a lavelor s-a extins pe o perioadă îndelungată de timp, care ține din miocenul mediu şi până la sfârşitul pliocenului sau chiar începutul cuaternarului. **Ca vârstă absolută**, determinările au indicat începuturile vulcanismului din Orientali astfel: în Ungaria acum circa *22 mil. ani*, în Oaş-Țibleş acum circa *15 mil. ani* – badenian, iar în Căliman-Harghita acum circa 11 mil. ani – pannonian. Încetarea erupțiilor s-a făcut tot dinspre nord către sud, în urmă cu circa 6,8 mil. ani în Oaş şi cu circa *0,3 mil. ani* în sudul Harghitei (vezi şi W. Schreiber, 1994). În Căliman-Harghita există însă două etaje, cel inferior pus în loc între 11-7,5 milioane (pannonian) şi cel superior (al conurilor) erupte dominant între 6-0,3 mil. ani (ponțian-cuaternar).

După studiile geologilor, s-au reconstituit aproximativ *patru faze de erupții* (T. Ghițulescu şi M. Socolescu, 1941 ş.a.). Unele faze sunt mai importante pentru cantitățile mari de lave pe care le-au adus la suprafață şi care adesea au acoperit total sau parțial lavele mai vechi. Pe de altă parte, în Apuseni şi în zona Baia Mare, eroziunea a îndepărtat cea mai mare parte a lavelor mai noi, scoțând la zi lavele fazelor vechi.

Cercetările mai recente grupează erupțiile neogene în **trei cicluri**, după asociațiile de roci cu caractere petrochimice similare (D. Rădulescu şi M. Borcoş, 1968); într-un ciclu se individualizează însă *faze de erupție* care pot începe diferențiat de la un loc la altul. Primul şi al doilea ciclu se întâlnesc, se pare, numai în Apuseni şi Oaş-Țibleş, fiind nesemnificative în Căliman-Harghita.

Astfel, atât în Apuseni, cât şi în Oaş-Lăpuş, *ciclul I* se manifestă prin riolite şi andezite, cu forme explozive. În Oaş-Lăpuş se depun stratele vulcanogen-sedimentare (brecii, aglomerate, tufuri). Este lipsit de valoare metalogenetică în Apuseni, dar deosebit de important în acest sens în Oaş-Lăpuş. Ca vârstă, este badenian pentru Apuseni şi badenian superior-sarmațian superior, pentru Oaş-Lăpuş.

Ciclul II este şi mai extins în Apuseni şi se desfăşoară în badenianul superior-sarmațian şi în o parte din pannonian; foarte important metalogenetic, se manifestă efuziv şi subvulcanic dând dacite şi andezite cuarțifere. Pentru Oaş situația este similară, dar ca

timp este, ca şi ciclul I, mai întârziat (sarmaţian-pannonian). În Căliman e posibil ca dacitele de Drăgoiasa să reprezinte acest ciclu.

Ciclul III este foarte slab în Apuseni fiind reprezentat de emisii reduse de lave şi filoane de andezite şi bazalte la sfârşitul pannonianului şi începutul cuaternarului. Oaşul are ca specific curgeri largi de lave în nord şi dyke-uri în sud, rocile principale fiind andezitele bazaltoide. Ciclul acesta ultim cuprinde însă totalitatea erupţiilor din Căliman-Harghita, unde a dat stratovulcani; s-a impus o varietate de andezite, este fără importanţă metalogenetică şi se încheie în cuaternarul inferior, în sudul Harghitei.

Pe total, **rocile** aduse la zi sunt destul de variate ca tipuri. Proporţional domină *andezitele,* după care urmează *riolitele*, *dacitele* şi *bazaltele.* În cantităţi deosebit de mari, mai ales în grupa Călimanului, se întâlnesc *aglomerate vulcanice*. Sunt de amintit şi *tufurile* din Transilvania şi din regiunile extracarpatice, ale căror raporturi cu erupţiile din Orientali şi Apuseni nu sunt pe deplin lămurite.

Relieful. În ceea ce priveşte formele create, existente azi, vulcanismul neogen a avut următoarele rezultate: cantitatea mare de materiale vulcanice a condus la formarea unui adevărat *lanţ muntos*, situat în vestul Orientalilor, dar şi un şir de *depresiuni de baraj*. În interiorul lanţului se întâlnesc *conuri*, *cratere*, coşuri principale sau adventive sub formă de măguri de tip *neck*-uri, apoi *dyke*-uri, resturi de *planeze* ş.a. La periferie apar *platouri* constituite din lave, dar mai ales din formaţiuni vulcanogen-sedimentare.

Conuri, cratere, resturi de planeze şi podişuri de aglomerate, respectiv forme vulcanice primare, se păstrează numai în grupa Căliman-Harghita. În munţii Oaş-Lăpuş domină formele derivate prin eroziune, adică neck-uri – sub formă de măguri, conuri şi chicere –, dike-uri , resturi de platouri de lavă (Igniş şi Văratec), culmi şi obcine retezate de o suprafaţă de eroziune (suprafaţa Ţării Lăpuşului) şi *depresiuni intramontane* formate pe sedimentar şi alungite în mod obişnuit pe văi (excepţie depresiunile Oaş şi Chiusbaia). În Ţibleş este specific un şir înalt de cupole dezvelite de sub sedimentar eocen sau oligocen (în Hudin). Munţii Bârgăului se remarcă printr-o suprafaţă de eroziune, la 1000-1200 m, ondulată, care retează sedimentarul şi din care saltă măguri formate din corpuri intrusive de lave, chiar lacolite, scoase la zi de către eroziune. Acestea sunt mai multe şi mai dispersate decât în Ţibleş, peste unele dintre ele impunându-se văi epigenetice.

În Munţii Apuseni, urmările morfologice sunt mai puţin importante, vulcanismul nou s-a suprapus în general unei regiuni muntoase mai vechi, a fost puternic erodat şi apare în morfologie sub forma unor „clăi" risipite, săltate peste rocile sedimentare sau peste erupţiile mai vechi, deşi iniţial unii vulcani de aici atingeau peste 2500 m.

A. *Lanţul vulcanic al Carpaţilor Orientali*

Din punct de vedere geologic lanţul vulcanic al Carpaţilor Orientali se împarte în trei unităţi: Oaş-Lăpuş, Ţibleş-Bârgău şi Căliman-Harghita. Sectorul Ţibleş-Bârgău (format din cupole, silluri, sau alte forme intrusive, dar dominat de sedimentar) nu este însă continuu ci întrerupt de Munţii Rodnei. Fiecare dintre cei doi munţi, Ţibleş şi Bârgău, se lipsesc însă de câte unul dintre sectoarele eruptive vecine. Ca urmare, geomorfologic deosebim numai *două sectoare* în cadrul lanţului vulcanic, separate prin Munţii Rodnei: *Vulcanicii Nordici* (sau Oaş-Ţibleş) şi *Vulcanicii Sudici* (sau Căliman-Harghita). Vulcanicii Nordici se continuă şi peste graniţă, în Ucraina şi Ungaria.

1. **Vulcanicii Nordici (Oaş-Ţibleş)**

Caractere generale

Grupa Oaş-Ţibleş începe din Ungaria şi Ucraina (unde eruptivul a apărut mai devreme), trece graniţa prin Munţii Oaş şi ţine până în Ţibleş (valea Sălăuţei). Pe

teritoriul României acest sector formează o grupare de unități muntoase de ordin superior, compusă din următoarele unități de bază: Munții Oașului (cei mai mici, între 400-824 m în vf. Piatra Vâscului), care țin de la graniță până la pasul Huta (638 m); Masivul Igniș sau Munții Poienilor (vf. Igniș, 1307 m) care este și cel mai extins ca suprafață eruptivă, și ține până la pasul Gutin sau Pintea (987 m); Masivul Gutin (1443 m în Creasta Cocoșului), până la pasul Neteda (1040 m la izvoarele văii Cavnic); Munții Lăpușului cu vf. Văratec, 1353 m (până la valea Mingetului, afluent al Suciului de Lăpuș) și Munții Țibleșului (1839 m) până la pasul Șetref (818 m) (fig. 40).

Diferențierile de mai sus apar foarte clare în teren, deși pe multe hărți, munții Gutin sunt scrișI peste Igniș, iar cei ai Lăpușului sunt cuprinși la Munții Țibleș.

Amintim unele din caracterele specifice (după Gr. Posea, 1962, *Țara Lăpușului*, și după *Geografia României*, vol. III, 1987).

Această grupă este formată atât din eruptiv cât și din sedimentar, cel din urmă dominând în Țibleș și, în parte, în estul Munților Lăpușului. Rocile vulcanice sunt mult mai variate decât în Vulcanicii Sudici. Erupțiile au avut loc în trei cicluri (V. Ianovici, D. Giușcă V. Manilici, 1961): badenian-sarmațian (tip exploziv, emit riolite și andezite și este important metalogenetic), sfârșitul sarmațianului-meoțian (domină tipul efuziv și subvulcanic, emit dacite și andezite cuarțitice), pannonian superior (curgeri întinse de lave în Igniș și unele dykeuri în sud, dominând andezitele bazaltoide). Țibleșul face excepție, aici magma s-a consolidat numai subcrustal, în formă de coloane și cupole, începând din badenian dar continuând până în pliocenul inferior. Spre deosebire de grupa sudică, eroziunea în nord este mult mai avansată, nu se păstrează conuri și cratere, cu excepția calderelor Săpânța și Mara din Igniș. Ba chiar, peste relieful vulcanic s-a format o largă suprafață de nivelare cu două trepte, nivelul Măgurelor la circa 1200-1300 m și suprafața Țării Lăpușului, la circa 1000 m (Gr. Posea, 1962).

Alte caractere remarcate la această grupă sunt: înălțarea bruscă a munților peste depresiunile sau câmpiile marginale, uneori cu 800-1000 m; deși puțin înalți au o masivitate accentuată (nu sunt afectați de văi transversale, dar au pasuri între masive); prezintă două trepte de relief - o fâșie mai înaltă plasată către Maramureș, formată din măguri și platouri de lave și o treaptă de culmi sau obcine, uneori chiar măguri mici și cu depresiuni interioare (formate în perioada piemonturilor), dispusă pe latura dinspre Transilvania; treapta joasă poate fi echivalată morfometric cu treapta podișului sedimentaro-vulcanic din Căliman-Harghita; în afara acestei asimetrii se mai observă o alternanță de depresiuni și golfuri externe care pătrund în munte când dinspre Maramureș, când dinspre Lăpuș și Baia Mare, delimitate de pinteni montani înalți care și ei avansează spre exterior tot alternativ, cum sunt pintenul Șatrei (între depresiunile Lăpuș și Copalnic), pintenul Pietroasa-Seini (între Baia Mare și nordul Câmpiei Someșului); spre Maramureș, apar evidente golful Marei și golful Botizei; unitățile montane care compun această grupă au fiecare specificul său și o complexitate morfologică proprie. În fine, menționăm și multitudinea centrelor de erupție.

Raporturi paleogeografice

Venirile de lave s-au făcut, după cum s-a spus, în trei cicluri (V. Ianovici, D. Giușcă, V. Manilici, 1961). Primul a fost în badenian, când s-au pus în loc corpurile intrusive din Țibleș și când partea de sud-est s-a exondat, probabil și în urma unor ușoare ridicări impuse de aceste veniri de magme. Tot în această fază ar fi erupt, în NE și sub ape, tufuri andezitice, aglomerate, brecii și chiar riolite și andezite. Urmele acestora au fost semnalate începând din Masivul Văratec (Munții Lăpușului), până în Oaș (Seini). Tufurile par a se intercala stratelor sedimentare badeniene (Manilici V. și Lupei N., 1954, citați de Gr. Posea, 1963). Andezitele însă acoperă în general sarmațianul, dar la nord-est de Baia Sprie situația este și inversă.

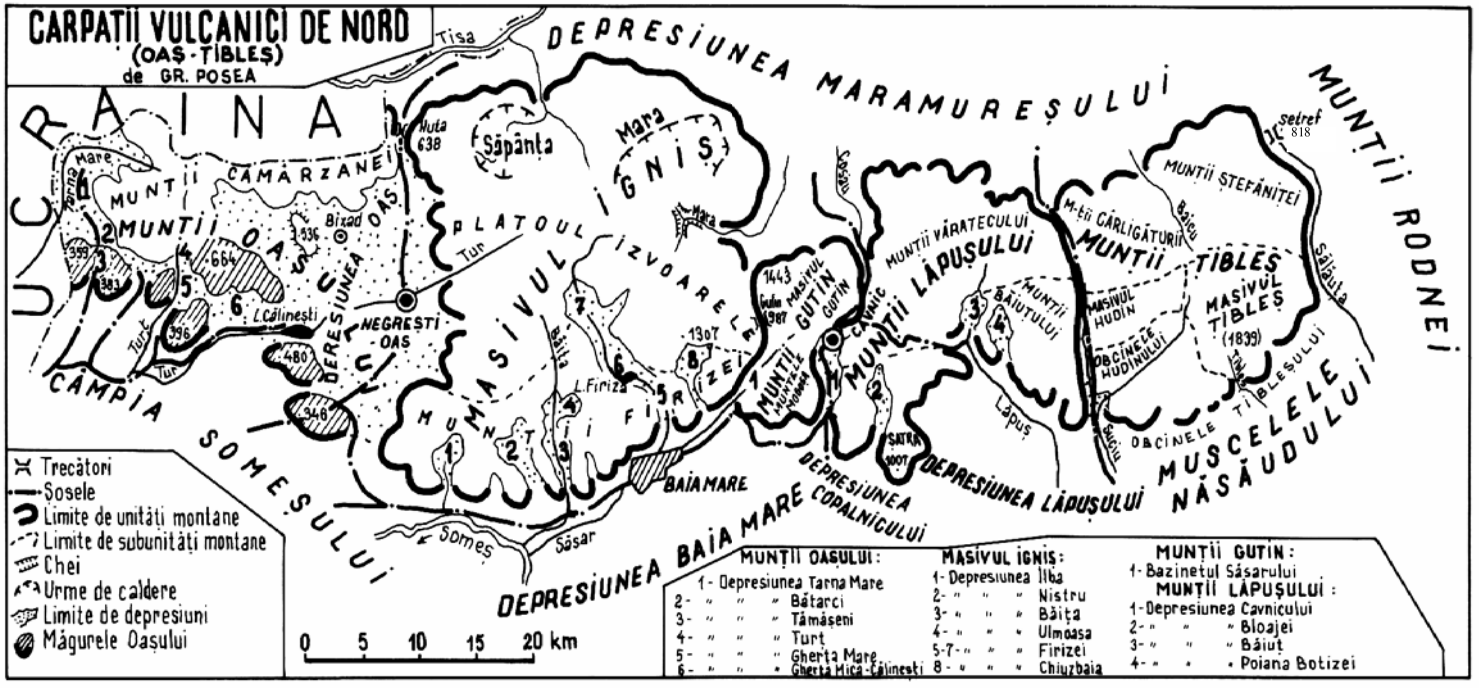


Fig. 40 – Carpații Vulcanici de Nord

Al doilea ciclu, sarmaţian superior-meoţian, aduce la zi, după o perioadă de eroziune, dacite, aglomerate şi tufuri. Au fost reconstituite unele coşuri vulcanice pe dreapta văii Cavnicului, pe cursul inferior al Şuiorului (afluent al Săsarului) ş.a. (Manilici V., Lupei N.).

În ciclul trei (ponţian, după R. Dumitrescu, 1954, citat de Gr. Posea 1962), care a fost foarte puternic, au dominat andezitele ce au acoperit erupţiile mai vechi şi sedimentarul sarmaţian, lavele atingând grosimi de 150-400 m. Ele s-au extins în est până în masivul Văratec. Între râul Cavnic şi Muntele Văratec o serie de măguri par a fi mai noi decât suprafaţa de eroziune ce retează sarmaticul. Coşurile vulcanice de atunci au rămas azi ca neckuri. Există părerea că majoritatea lavelor s-au revărsat în exteriorul coşurilor sub formă de platouri, ocupând aproximativ toată culmea dintre Igniş şi Văratec. Un asemenea rest de platou se găseşte în Igniş şi altele mici în Văratec. Ultimele andezite ar fi erupt în Gutin, sub forma unor curgeri locale situate azi pe la 1000 m şi acoperite pe alocuri cu marne ponţiene (Manilici V.).

Vulcanismul celor trei cicluri a creat un lanţ continuu de înălţimi, cu o masă relativ compactă între Văratec şi Igniş, formată din stratovulcani, iar în Ţibleş avea aspect de gâlme izolate. Acest lanţ a fost apoi afectat de o suprafaţă de eroziune.

În faza piemontană (dacian-romanian) eroziunea a realizat şi 1-2 nivele de *umeri* şi *depresiuni intramontane.*

Raporturile între *suprafeţele de eroziune* şi eruptiv au fost analizate de Gr. Posea (1962, pg. 68-70). Conform acestor studii demolarea iniţială a lanţului vulcanic nordic a condus şi la crearea unei suprafeţe de eroziune care a afectat inclusiv unităţile deluroase sau depresionar-deluroase (Lăpuş, Copalnic). Este vorba de suprafaţa poligenetică (pg. 73) a Ţării Lăpuşului, modelată în sarmaţianul superior-meoţian, în parte şi de abraziunea ponţiană şi chiar de două scurte faze în postponţian. Mişcările ponţiene şi postponţiene au deformat-o ulterior, înălţând-o în arealul muntos de azi şi scufundând-o sub apele ponţiene în Depresiunea Baia Mare şi Câmpia Someşului, impunând totodată o nouă etapă de eroziune în munte şi fragmentare în adâncime, cu crearea şi a unor depresiuni intramontane. Suprafaţa Măgurilor (nivelul superior al Ţării Lăpuşului) reuneşte două feluri de măguri situate în medie la 1200 m: vechi – care aparţin primelor două cicluri de erupţii – şi noi (neckuri sau silicifieri din ultimul ciclu de erupţii), modelate ulterior împreună. Aceste măguri reprezintă dominant martori petrografici, care au rămas mai înalţi atât datorită rocii, dar şi ridicărilor ulterioare axiale mai accentuate care au format fâşia marilor înălţimi dinspre Maramureş. Nivelul inferior al suprafeţei Ţării Lăpuşului (al culmilor şi obcinelor), în medie la 800-1000 m, s-a extins dominant pe sedimentar, iar ulterior fâşia respectivă s-a înălţat mai puţin. Nivelarea generală s-a făcut mai ales între ultimele cicluri de erupţii şi s-a terminat după ultimele erupţii (pe alocuri suprafaţa este fosilizată de aceste erupţii, dar uneori le şi retează).

Fâşiile longitudinale şi asimetria transversală

Aspectul actual al structurii reliefului a fost determinat de trei cauze: vulcanismul, înălţările pliocen-pleistocene şi eroziunea postvulcanică diferenţială dar şi nivelatoare. Specificul formelor este imprimat de vulcanism, dar înălţimile actuale sunt determinate în primul rând de ridicările postvulcanice (dovadă, sedimentarul ponţian suprapus vulcanismului şi ridicat în Gutin la circa 1000 m, ca şi petecile de eocen de pe vârful Ţibleş). Stadiul actual de evoluţie al aparatelor vulcanice (început de vulcanism rezidual) este dat însă de eroziune.

Tot înălţările diferenţiale au impus un versant mai abrupt către Maramureş, faţă de o treaptă de obcine joase bine extinsă pe latura opusă de SV (Gr. Posea, 1962, pg. 20 şi 24). Apar, aşadar: un şir de masive mai înalte, plasat obişnuit aproape de Depresiunea

Maramureş, o fâşie de obcine şi de măguri mai mici, care coboară către Năsăud-Lăpuş-Copalnic-Baia Mare şi Câmpia Someşului, precum şi o serie de depresiuni sau bazinete depresionare.

- *Şirul munţilor mai înalţi*, dar de altitudini medii, reprezintă şi principalele foste conuri, nekuri sau coloane subcrustale, fixate în principal pe falii „carpatice", orientate NV-SE. În ordine, munţii şi înălţimile maxime sunt: **Oaş** (824 m Piatra Vâscului), **Igniş** (1307 m, cu larg aspect de platou şi cu două urme de caldere: Săpânţa şi Mara), **Gutin** (1443 m, cu aliniamentul Creasta Cocoşului şi alte vârfuri situate mai spre est, presupuse rest dintr-o margine de calderă), **Mogoşa** (1246 m – intră în cadrul masivului Gutin), **Munţii Lăpuşului** (un şir de măguri formate pe neckuri, resturi de lave suprapuse sedimentarului, corpuri subvulcanice dezvelite de către eroziune; măguri mai importante de aici: Măgura Mare, Neteda, Pleaşa, Prislopul, Sermeteşti, Văratec – 1353 m, toate în jur de 1250-1300 m), **Munţii Ţibleş** (cupole dezvelite de sub sedimentar: Hudin 1611 m, Stegior 1473 m, Ţibleş 1839 m).
- *Fâşia culmilor de tip obcine şi măguri mici* de pe latura transilvăneană. Acestea au altitudini cuprinse între 500-800 m, mai înalte către Ţibleş (1000 m) şi mai joase în Oaş; ar fi un fel de echivalent al platoului de aglomerate din Vulcanicii Sudici. În cele mai multe cazuri apar sub formă de culmi paralele, alungite pe direcţie nord-sud. Au rămas mai joase datorită ridicărilor atenuate pe această latură, dar şi din cauza eroziunii mai active, fiind mai aproape de nivelurile locale de bază. Măgurile vulcanice joase care apar în cadrul acestor culmi marchează coşuri de lave instalate pe falii de tip panonic, transversale pe cele carpatice, sau pe falii locale. Ele sunt specifice pentru Oaş şi Igniş. Contactul cu depresiunile externe (Lăpuş – Baia Mare) este bine marcat de abrupturi (adesea între eruptiv şi sedimentar), iar către aliniamentul montan al marilor înălţimi se leagă tot prin rupturi de pantă dar mai line.

Fâşia culmilor şi măgurelor joase poate fi subâmpărţită în patru sectoare.

- *Obcinele Ţibleşului* (numele de obcină este frecvent pentru toate culmile de sub Ţibleş), situate la est de valea Mingetului, se extind de sub vârfurile Hudin-Ţibleş către Ţara Năsăudului. Este vorba de culmi înguste, orientate mai ales nord-sud, formate din sedimentar şi cu altitudini în jur de 800 m.
- *Culmile Lăpuşului*, între valea Mingetului şi pintenul Măgura-Şatra, coboară către depresiunea cu acelaşi nume. În raport cu cele anterioare, au aspect lobat, cu vârfuri (măguri) împrăştiate neregulat, o morfologie mai heterogenă şi o fragmentare mai mare. Geologic apar aici şi roci vulcanice.
- *Munceii Băii Mari şi Cavnicului* se extind sub partea înaltă vestică a Munţilor Lăpuşului, sub Masivul Gutin şi sub Masivul Igniş. Aici se întâlnesc creste prelungi, uneori fragmentate, măguri rotunjite sau ţuguiate. Spre deosebire de Culmile Lăpuşului, aceştia iau contact cu depresiunile Copalnic şi Baia Mare prin glacisuri şi piemonturi, care încep chiar de sub măgura Şatra (care ţine totuşi, ca pinten, de muntele înalt). Limita superioară urcă şi la 900 m. Pătrund adânc pe văile Cavnic, Săsar şi Firiza. În arealul dinspre Baia Mare se remarcă o mulţime de măguri sau „chicere", în special în jurul depresiunilor Chiusbaia şi Firizei, cu aspect ţuguiat, rotund sau conic, după natura rocii, de obicei andezite şi dacite. La vest de Firiza fâşia munceilor se lăţeşte puternic, iar altitudinile scad până la 600 m.
- *Măgurele Oaşului* se găsesc pe latura de sud-vest, la contactul cu Câmpia Someşului, dar şi în interiorul Depresiunii Oaş. Sunt foarte joase şi formate din andezite, mai rar şi piroclastite. Partea mai înaltă, Culmea Cămârzanei, face parte din suprafaţa mai joasă a Ţării Lăpuşului. Dar Măgurele Oaşului propriu-zise sunt cele de la contactul cu Câmpia Someşului şi din interiorul Depresiunii Oaş. Ele se înşiruie începând de la Oraşu

Nou (Dealul Negru) până la vest de Cămârzana şi până la graniță, unde se află Dealul Viilor (359 m).

Pentru acest sector, sau aliniament, este specifică săltarea bruscă a măgurelor din platoul sedimentarului, existența în jurul lor sau pe anumite părți a unor glacisuri extinse, şi formarea unor depresiuni de tip golf care pătrund printre măguri dinspre câmpie. Cele mai mici măguri sunt în nord (Dealul Viilor, 359 m) şi cresc spre sud-est: Măgura Pleşcuța (363 m), Gruniul (195 m, din sedimentar), Măgura Turulung la Vii (396 m), Jelejnic (480 m) şi Dealul Negru (346 m). În interiorul Depresiunii Oaş, o măgură mai importantă este Frasinul Mare (664 m).

- *Depresiunile intramontane* reprezintă un alt specific al Vulcanicilor Nordici. Ele sunt în general mici şi lărgite pe unele văi, cu excepția Oaşului. Sunt localizate în interiorul treptei culmilor joase şi s-au format prin eroziune diferențială în petice de sedimentar, închise în avale prin chei sau mici defilee tăiate în roci vulcanice dure. Acestea sunt următoarele: *Oaş* (în Munții Oaş) care are şi alte mici depresiuni adiacente (vezi harta); un număr de *opt depresiuni* se înşiră pe latura băimăreană a Ignişului; la sud de Gutin se află *Depresiunea Săsar*, iar între Gutin şi Munții Lăpuşului se interpune *Depresiunea Cavnic*, pe valea cu acelaşi nume; în Munții Lăpuşului există depresiunile *Bloaja* (pe râul cu acelaşi nume), *Băiuț* (pe un izvor al Lăpuşului) şi *Poiana Botizei* (pe râul Botiz).

2. **Vulcanicii Sudici (Căliman-Harghita)**

Ca şi la cei nordici, includem aici şi ivirile vulcanice din nord (Bârgău) şi sud (Perşani), ca şi depresiunile mărginaşe, de baraj. Aspect specific de relief vulcanic bine păstrat se găseşte numai în şirul Căliman-Harghita. Acesta din urmă se extinde de la izvoarele Bistriței Bârgăului şi Dornei până la defileul Oltului de la Tuşnad şi munții Baraolt şi Perşani, din sud. Aici se găsesc trei mari masive vulcanice: **Căliman** (până la defileul Toplița-Deda), **Gurghiu** (până la izvoarele Târnavei Mari) şi **Harghita** (până la Tuşnad). Din Harghita se desprind însă unele *digitații vulcanice*: una la est de defileul Tuşnad (muntele *Ciumatu* sau Puciosul, care ține de Munții Bodoc), alta spre Munții Baraolt, a treia peste nordul Munților Perşani (câteva petice trec şi la sud de defileul Racoş) şi o a patra fâşie acoperă interfluviul sinclinal dintre Homoroade şi ține de Subcarpații Transilvaniei.

Înălțimile maxime se ridică la 2100 m în Pietrosul Călimanului, 1776 m în vf. Saca (Gurghiu) şi 1800 m în vf. Harghita-Mădăraş. Lungimea grupei este de 150 km, iar lățimea atinge frecvent 40-50 km. Ca aspect, sunt munții care şi-au păstrat cel mai bine o morfologie tipic vulcanică. Prezintă două trepte: cea a conurilor şi cea a platourilor.

Treapta conurilor apare pe vechiul aliniament de erupție. Se pot reconstitui, pe acesta, 17 conuri, 9 cratere şi 6 caldere (4-13 km diametru), din care 3 conuri nu au cratere, 2 conuri şi craterele lor sunt îngemănate şi un con are 2 cratere gemene (Ciumatu). Dintre ele, unul singur îşi păstrează forma intactă de crater[1] (Sf. Ana). În interiorul celorlalte au pătruns regresiv izvoarele unor văi, care însă n-au reuşit să le distrugă complet.

Conurile vulcanice reprezintă în principal stratovulcani sau vulcani micşti şi sunt suprapuse pe roci sedimentaro-vulcanice. Există însă subordonat şi conuri parazite, sau domuri de piroclastite. Corpuri intrusive apar foarte rar. Principalele conuri se înalță cu circa 700-800 m peste platourile marginale, iar diametrul lor depăşeşte uneori 15 km. Multe conuri păstrează urme de barancouri şi de planeze, uneori cu trepte structurale.

[1] Şi acesta a fost oarecum contestat, că nu ar fi un crater tipic (D. Slăvoacă şi C. Avramescu, 1956)

Roca dominantă în conuri o constituie diferitele tipuri de andezite şi foarte puţine bazalte şi dacite. Există şi piroclastite, dar puţine, cu excepţia Călimanului unde stratele respective ating grosimi totale de până la 800 m. În acest masiv, piroclastitele, erodate diferenţiat, au impus şi forme deosebite ca ace, coloane, stâlpi, creste.

Craterele principale sunt: *Căliman*, în munţii Căliman, de circa 10 km diametru (calderă); în Munţii Gurghiului – *Fâncel-Lăpuşna* sau Bătrâna, de 13 km diametru (calderă), *Saca*, *Şumuleu* (caldere), *Ciumani - Ferăstrae*; în Munţii Harghita apar craterele *Ostoroş*, *Harghita* (calderă), *Arotaş*, *Luci* (calderă)*, Cucu*; în Muntele Ciumatu se află două cratere gemene, unul nedrenat, *Sf. Ana*, şi altul drenat, *Mohoş* (fig. 41 şi 42).

Morfologia vulcanică de cratere şi conuri a impus, la rândul ei, şi o *reţea hidrografică adecvată*; de pe conurile principale se desfăşoară văi divergente, care, probabil la origine au fost barancouri, iar în interiorul craterelor se mai păstrează încă o reţea convergentă.

Treapta platourilor vulcano-sedimentare. În sens transversal lanţul eruptiv prezintă o oarecare *asimetrie*, cu o pantă mai mare spre est şi una mai lină către vest. Cauza constă în modul de depunere al marilor cantităţi de lave, dar mai ales a formaţiunilor vulcanogen-sedimentare ce aparţin primului ciclu şi care s-au depus subacvatic; ele apar ca un platou uşor înclinat spre vest peste care s-au suprapus erupţiile mai noi, cu conurile şi craterele actuale. La poala acestuia curgerile de *lahare* se îngemănau şi realizau poale oarecum continue, mai ales sub Căliman. În partea superioară a platoului panta se mărea, făcând trecerea către cupolele centrale vulcanice.

Între platourile vulcanice şi sedimentarul Transilvaniei s-a format, ulterior, un contact *abrupt*, cauzat de eroziunea diferenţială, precum şi de mişcările pe verticală. Ridicările masivelor montane au mărit amplitudinea abruptului între platoul vulcanic şi Bazinul Transilvaniei.

La sfârşitul pliocenului – cuaternarul vechi, regiunea muntoasă a suferit ridicări mai mari, care au modificat în parte vechea poziţie şi înclinare a platoului, înălţând, se pare, mai mult marginea sa vestică, accentuându-se astfel orizontalitatea. Azi, platourile se găsesc extinse de la 1400 m la 1600 m în nord (Căliman) şi coboară în sud (Harghita) la 750-1000 m.

La baza abruptului, creat între platoul vulcanic şi Depresiunea Transilvaniei, eroziunea a clădit, la sfârşitul pliocenului şi în cuaternar, *piemonturi* (Căliman), *glacisuri* şi începuturi de *pedimente*, uneori chiar *depresiuni*, ca Sovata. A fost fragmentat şi platoul sedimentaro-vulcanic, rămânând din el interfluvii netede, de tip *mesas*, surprinse şi în toponimia locală (Dealul Lung, Dealul Şes, Dealul Lopata etc.).

Din punct de vedere **geologic**, Vulcanicii Sudici (excepţie Bârgăul) se compun (D. Rădulescu şi colab., 1964) din *două structuri vulcanice* (impuse şi în relief): una de bază (vulcanogen-sedimentară) şi alta suprapusă (stratovulcanii). Prima apare la zi pe laturile de nord şi sud, dar mai ales pe latura de vest, unde are lăţimi mari, iar sub aspect morfologic formează, după cum s-a spus, un platou deosebit de neted, slab înclinat spre vest şi bine delimitat printr-un abrupt faţă de sedimentarul Transilvaniei. Complexul sedimentaro-vulcanic s-a depus subacvatic, este cimentat şi corespunde, se pare, miocenului superior – începutul pliocenului, partea primă a ciclului unu, când a avut loc aici o primă activitate vulcanică, dominant explozivă. În perioada următoare s-a produs o exondare şi erodarea acestor prime aparate vulcanice şi apoi depunerea de noi materiale vulcanice constituite aproape exclusiv din lave, mai rar piroclastite, cu excepţia celor din Căliman. D. Rădulescu apreciază, prin determinări de vârstă absolută, că perioada veche de activitate vulcanică, inclusiv cea de erodare a aparatelor, a durat circa 5 mil. ani, începând de la limita miocen-pliocen (acum circa 12 mil. ani) şi terminându-se acum circa 7 mil. ani.

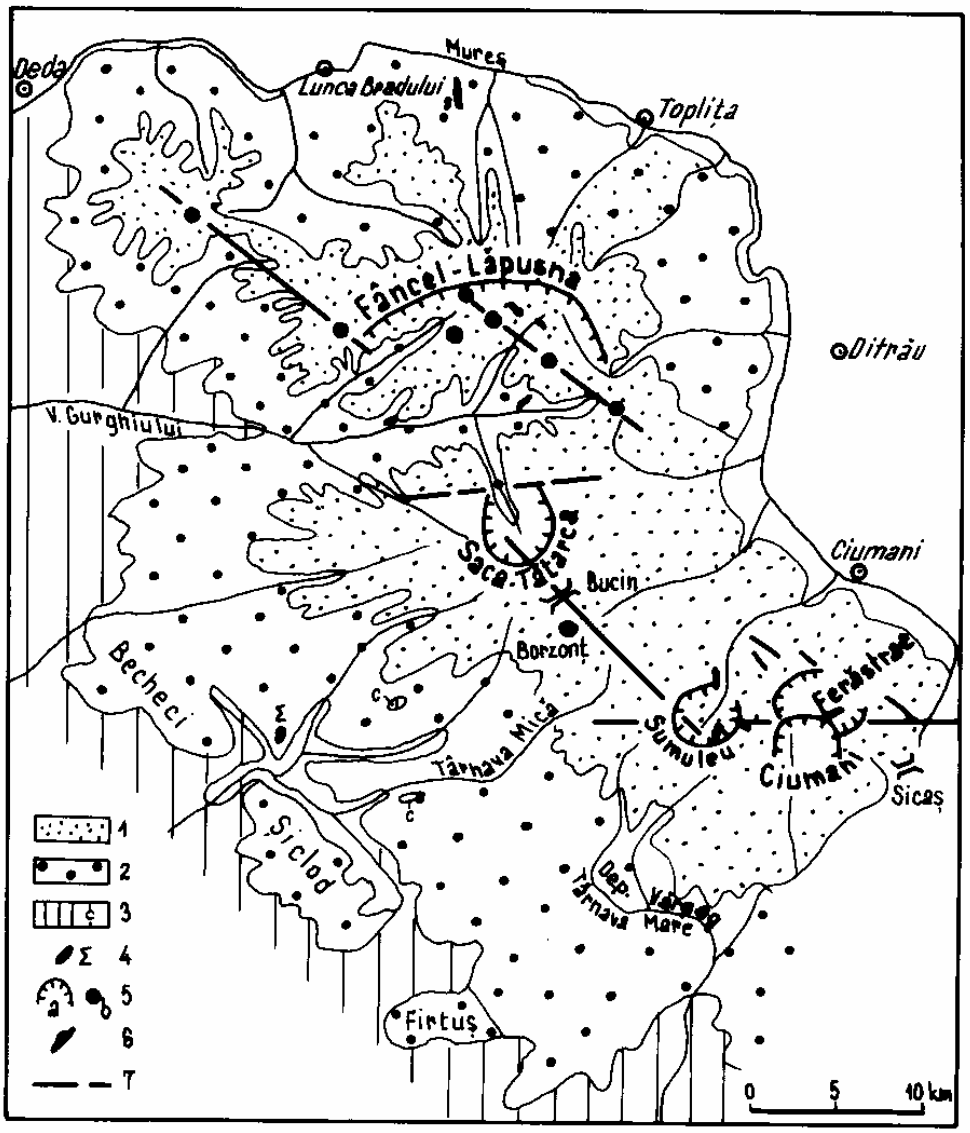


Fig. 41 – Munții Gurghiu. 1) compartimentul superior; 2) compartimentul intermediar; 3) compartimentul inferior; 3c) șisturi cristaline; 4) masiv de sare; 5a) cratere şi caldere; 5b) neek; 6) dyke; 7) falie majoră; (după D. Rădulescu)

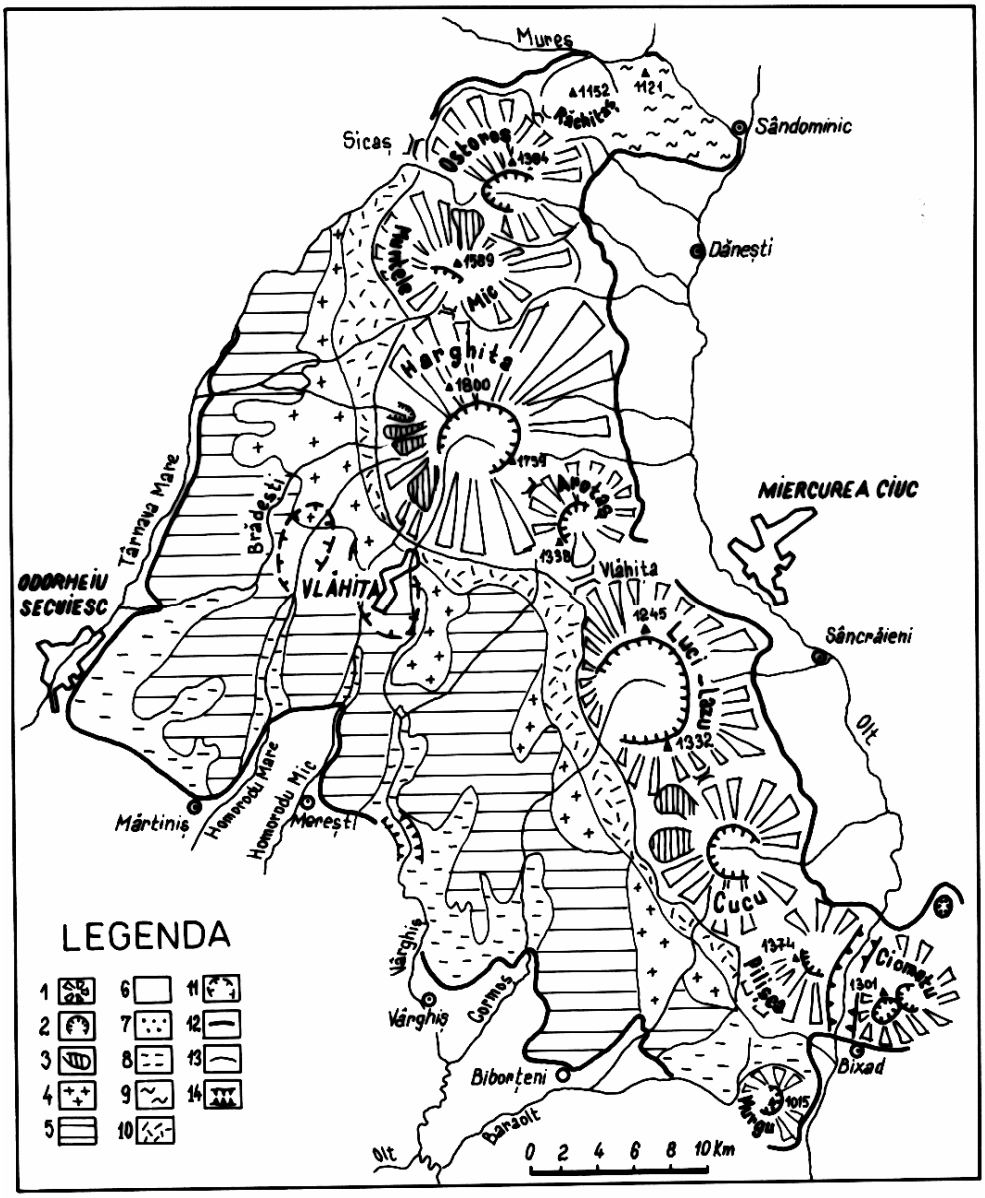


Fig. 42 – Munții Harghita (după W. Schreiber cu modificări): 1) conuri; 2) cratere și caldere; 3) planeze; 4) lave; 5) platou; 6) curgeri de lave pe platou; 7) aglomerate și piroclastite; 8) sedimentar; 9) cristalin; 10) glacis; 11) depresiuni mici; 12) limita Munților Harghita; 13) limită de formațiuni; 14) defileu

Sub aspect **paleogeografic**, *primele erupţii* au avut loc în condiţiile existenţei *lacului transilvănean*, care venea în contact cu Carpaţii Orientali, iar vulcanismul a creat aici un simplu *arhipelag* fără să întrerupă legătura lacului cu Carpaţii din est. În perioada distrugerii erozive a primelor erupţii, au loc şi unele *explozii* vulcanice care contribuie la *formarea complexului vulcanogen-sedimentar*; în acest timp, raportul apă-uscat suferă schimbări continue, dar legătura cu lacul transilvan se menţine.

Erupţiile mai noi au condus la *construirea suprastructurilor* vulcanice care stau peste platoul vulcanogen-sedimentar şi s-au produs când regiunea devenise uscat. Faptul este dovedit prin existenţa unui strat de *pietrişuri fluviatile cristaline* aduse din Orientali, păstrat încă peste platoul sedimentaro-vulcanic dar acoperite de lave, pe interfluviul dintre Târnava Mare şi Târnava Mică. Aceste pietrişuri nu puteau fi transportate decât de o reţea hidrografică ce venea din Carpaţii Orientali şi se dirija direct spre vest; depresiunile Ciucurilor şi Gheorgheni nu existau încă (D. Rădulescu, S. Peltz, 1970). Faptul confirmă o presupunere mai veche a lui N. Orghidan (1931) şi denotă existenţa unui *piemont* ce se forma la poalele Orientalilor, sau numai pe această porţiune, imediat după retragerea lacului pliocen din Transilvania. Aceste pietrişuri au fost în parte erodate, în parte acoperite de materialele erupţiilor care au urmat şi care s-au suprapus formaţiunilor vulcanogen-sedimentare din faza anterioară.

Noile erupţii construiesc aliniamentul actualelor *conuri vulcanice*, care sunt săltate mult deasupra platourilor mai vechi. Prin unirea lor mai mult sau mai puţin perfectă, ele au barat *culoarul Gheorgheni-Ciuc*, care numai acum ia naştere în fapt. Pentru un timp foarte scurt unii autori admit şi instalarea de *lacuri* în depresiunile Gheorgheni şi Ciucul inferior (D. Rădulescu, 1968 ş.a.). Procesul s-a produs în timp mai îndelungat, deoarece conurile vulcanice nu au apărut deodată, ci treptat de la nord la sud. Astfel, se pare că, pentru început, Târnava Mare izvora încă dinspre Gheorgheni trecând peste şaua Sicaş (D. Rădulescu şi S. Peltz, 1970). Asemenea scurgeri presupune şi Schreiber (1994) peste Vlăhiţa. Numai când se înalţă şi conurile sudice din Gurghiu şi Harghita râurile cu direcţie est-vest au fost scurtate complet de izvoarele lor de pe flancul vestic al Orientalilor.

O dată cu ridicarea conurilor apar şi importante curgeri noroioase, de tipul *laharelor*, care s-au extins peste platoul sedimentaro-vulcanic şi chiar în exteriorul lui, formând uneori poale de confluenţă. În relieful actual acestea dau mici proeminenţe (6-12 m). Au fost semnalate în Depresiunea Ciuc, dar mai ales pe latura vestică a platourilor Harghita şi Căliman (D. Rădulescu, S. Peltz, 1968).

Ca vârstă, D. Rădulescu[2] admite că această etapă a conurilor, menţinute în relieful actual, a început acum circa 7 mil. ani şi a durat până acum circa 3,5 mil. ani, fără a atinge deci limita pliocen-cuaternar. Deşi o serie de cercetători au indicat prelungirea activităţii vulcanice până la începutul pleistocenului (D. Rădulescu şi colab., 1964; S. Peltz, 1969; E. Liteanu şi C. Ghenea, 1966; S. Peltz şi colab., 1971 ş.a.), iar alţii chiar până la sfârşitul pleistocenului (S. Peltz şi Margareta Peltz, 1970), datările absolute amintite denotă că depozitele de cinerite găsite în formaţiunile cuaternare sunt în zăcământ secundar, fapt dovedit şi prin aceea că activitatea vulcanică s-a încheiat cu procese efuzive şi nu explozive (D. Rădulescu, 1973).

W. Schreiber (1994), citându-l pe D. Rădulescu (1973), consideră că primele erupţii din Harghita de sud sunt ceva mai noi decât în Căliman-Gurghiu şi că au avut loc, parţial, în mediu subaerian. În pliocen s-a produs paroxismul vulcanic (ce a acoperit şi

[2] *Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice neogene din munţii Căliman, Gurghiu şi Harghita*. Comunicare la Inst. Geol., 1972.

pietrişurile cristaline), când s-au depus şi lahare. Atunci s-a impus şi bara defileului de la Tuşnad, în spatele căreia s-a format un lac curgător. Încheierea vulcanismului în sudul Harghitei ar fi avut loc în cuaternar (în pleistocenul mediu, după S. Peltz, 1971, citat de Schreiber), acum circa 0,5-0,2 mil. ani.

B. *Vulcanismul neogen din Munţii Apuseni*

S-a manifestat cam în acelaşi timp cu cel din Carpaţii Orientali, grupa Oaş-Ţibleş, fără însă a avea proporţiile acestuia. Aici, erupţiile nu s-au produs la marginea muntelui, ci chiar în interior, pe direcţia unor fracturi sau scufundări mai vechi, legate de fundamentul cristalin. Ca dovadă, coşurile vulcanice înşirate adesea în mod linear. Erupţiile sunt formate din *lave* andezitice, dacitice şi riolitice, la care se adaugă *aglomerate* şi *tufuri*.

Răspândirea geografică

Vulcanismul neogen s-a manifestat în cadrul Munţilor Metaliferi şi împrejurimi (fig. 43), respectiv în Munţii Zarand, Codru-Moma, Poiana Ruscăi şi accidental în Depresiunea Strei-Simeria, Dealurile Codru-Momei, Podişul Lipovei şi Câmpia Gătaia. Masele importante de eruptiv se găsesc în Munţii Metaliferi, Depresiunea Brad-Hălmagiu şi sudul Muntelui Moma, respectiv arealul defileului Vârfuri-Gurahonţ-Joia Mare.

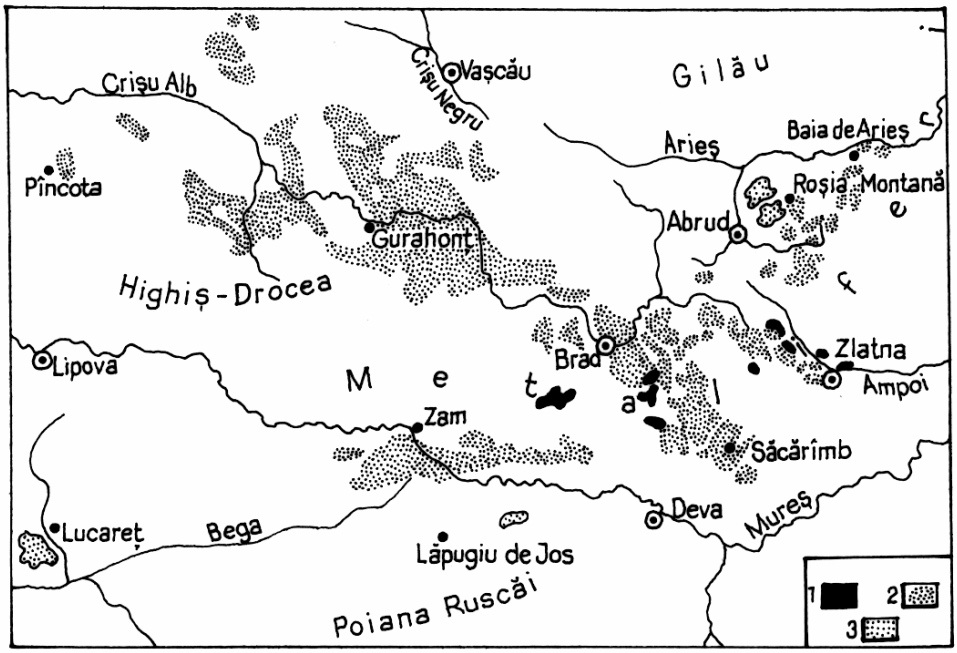


Fig. 43 – Răspândirea vulcanitelor neogene în Munţii Apuseni (după D. Rădulescu şi M. Borcoş): 1. Ciclul I; 2. Ciclul II; 3. Ciclul III

În Munții cristalini ai Zarandului eruptiv nou apare numai în marginea de nord, în arealul de la Chisindia şi în Dealurile Cigherului, între care măgurile Pâncota şi Mocrea. Domină piroclastite grosiere andezitice badenian-sarmaţiene. Eruptivul de la Chisindia se alungeşte până la Crişul Alb, unde formează micul defileu Joia Mare-Cociuba, care desparte Depresiunea Gurahonţ de Câmpia subsidentă a Crişului Alb.

Munții Metaliferi se extind între culoarul Mureşului la sud şi valea Crişului Alb la nord. La vest limita faţă de Munţii Zarandului (Highiş-Drocea) este discutabilă: fie la est, fie la vest de fâşia calcaroasă Căpruţa (pe Mureş) şi până la Buceava-Şoimuş (izvoarele râului Şighişoarei sau Mădrigeşti care se varsă în Crişul Alb la Gurahonţ). Această fâşie, oblică, din roci cretacice, parţial şi jurasice, formează o subunitate – Munţii Husului, care la vest de vf. Husului (804 m) prezintă un culoar, cu şosea între Gurahonţ şi Căpruţa, alungit pe văile Groşi (se varsă la Căpruţa) şi Sighişoarei.

La est de Munţii Husului şi de valea Sighişoarei apare o altă subunitate – Munţii Măgureaua, 905 m – ce ţin până la culoarul Brad-Deva (respectiv valea Luncoiului şi pasul Vălişoara – 460 m). Se remarcă o mare masă de diabaze, străbătută spre nord sau acoperită de erupţii neogene. Cel mai mare areal se găseşte către defileul Gurahonţ, până la o linie sudică Buceava-Şoimuş, Ciungani şi Ociu (pe Crişul Alb), cu vârful Vărateculi (881 m); domină piroclastitele andezitice badenian-sarmaţiene. Există şi un mare nucleu de andezite la Tălagiu-Budeşti-Văratec. Alt petic eruptiv este la Măgureaua, unde apar şi sedimente cretacice şi jurasice, care merg până la staţiunea Vaţa de Jos. Către Crişul Alb, spre Brad şi Baia de Criş apar din nou piroclastite şi andezite, între care şi *vulcanul Căraci*, iar pe latura Mureşului, între Sârbi şi Burjuc (unde începe defileul de la Zam), există alte petice de eruptiv neogen.

În subunităţile Munţii Săcărâmb (până la culoarul valea Geoagiu-Balşa-valea Bucureşci-Crişcior) şi Munţii Ampoiului (până la valea Ampoiului-Abrud-Ciuruleasa-Buceş) se evidenţiază un alt areal de diabaze cu centru la Almaşu Mic de Munte.Prin vestul acestui nucleu eruptiv mai vechi continuă eruptivul neogen, dinspre Brad către valea Mureşului şi Săcărâmb. În această parte, la sud-est de Brad, se găsesc resturile *vulcanului Barza* (fig. 44). O altă fâşie trece pe la nord, de la Crişcior şi Bucureşci către Stănija şi izvorul Ampoiului. În aceşti munţi sunt şi depresiunile Băiţa şi Almaş-Balşa.

La nord de Munţii Ampoiului, erupţii mai apar în Munţii Detunatelor (Munţii Roşiei Montane), care se extind în vestul Munţilor Trascău, până la Sălciua de Sus pe Arieş. Aici se remarcă cele două iviri de bazalte, Detunata Goală şi Detunata Flocoasă, precum şi Geamăna (1366 m) şi arealele Roşia Montană şi Baia de Arieş. Tot aici există şi cel mai înalt vârf al Metaliferilor, vf. Poeniţei, 1437 m.

Depresiunea Brad-Hălmagiu este de origine tectonică. Ea a fost un culoar, închis ulterior în est şi vest de erupţii vulcanice (arealul Săcărâmb şi arealul defileului de la Gurahonţ). Este dominată de sedimente panoniene, de piroclastite, iar sub Muntele Găina şi în arealul Vaţa se găsesc şi diabaze. Depresiunea are un etaj inferior, cu luncă şi terase (6 terase), şi altul mai înalt. Ultimul are circa 350-450 m, este format din culmi piemontane deluroase (sub Bihor şi Găina), dar şi cu măguri vulcanice (Mg. Ociu 439 m, Măguriţa 423 m) dezvelite epigenetic, chiar şi cueste. La est de Vaţa şi până la Criscior, urmele piemontului au fost total distruse, eroziunea aducând la zi diabaze; văile au format segmente epigenetice, în eruptiv sau în klipele calcaroase, iar în spatele lor sunt bazinete mai largi, ca la Râşculiţa. Nivelul culmilor de aici este de 450-500 m (P. Tudoran, 1977) şi pare a coincide cu suprafaţa zisă Deva. Spre Crişul Alb apare şi un lung front de cuestă. Pe latura sudică a depresiunii dealurile prezintă o treaptă fără caracter piemontan, retezată în sedimentar badenian şi sarmatic, iar la extremităţi şi roci vulcanice neogene în care s-au tăiat văi epigenetice. Nivelul acestei trepte trece şi peste defileul Gurahonţ.

La nivelul superior al depresiunii, Crişul Alb s-a fixat, prin câteva defilee epigenetice, la marginea dinspre Munţii Măgureaua, probabil împins de piemontul de pe latura opusă. Este vorba de: defileul situat la est de Vaţa (în diabaze, dar se continuă către nord şi cu eruptiv neogen) care închide Depresiunea Brad; defileul de la vest de Vaţa, între Târnava de Criş şi Ioneşti, în roci andezitice, care lasă spre nord un platou de culmi eruptivo-panoniene (între două văi largi – Obârşia şi Ociu) şi defileul de la Leasa (în andezite), înainte de intrarea în marele defileu de la Vârfuri-Gurahonţ.

În *Munţii Moma* eruptivul neogen apare în toată partea sa de sud (în Munţii Miseşului), continuându-se şi la sud de defileul Gurahonţ. În interiorul acestui defileu apare un bazinet mai larg, la Pleşcuţa (între Răstoci şi Aciuţa). Din Munţii Miseşului eruptivul se extinde şi în vestul Momei, până la Dezna, unde râurile Moneasa şi Sebiş îl retează epigenetic. De asemenea, fâşii de piroclastite există şi în Dealurile piemontane ale Momei, la est de oraşul Sebiş, retezate într-un mic defileu de râurile Sebiş şi Teuz, şi alte petice între Cărand, Archiş şi Comăneşti, unde sunt tăiate de pâraiele Greşilor şi Beliu.

În *Munţii Poiana Ruscăi* se remarcă un mare petic de formaţiuni vulcanogen-sedimentare (piroclastite, brecii tufogene, conglomerate) în arealul Oţelu Roşu, traversate de valea Rusca. De asemenea, lângă Deva se ivesc circa şapte măguri vulcanice, inclusiv Cetatea Devei, din andezite badenian-sarmaţiene.

În *Dealurile Bulzei* şi *Lăpugiului*, din vestul Podişului Lipovei, se observă două mari areale de piroclastite grosiere baremian-sarmaţiene. Unul este între Lăpugiul de Jos şi cel de Sus (străbătut de valea Dobra), prelungit către SE, la Crivaia – Pietroasa, în care s-a încătuşat valea Bega Poieni. Altul este în Dealurile Bulzei şi contribuie la formarea defileului Burjuc-Zam (al Mureşului), împreună cu diabazele şi cu sedimentarul cretacic.

În sudul *Podişului Lipovei* se găsesc bazaltele de la Lucareţ, iar în *Câmpia Gătaia*, Măgura Şumiga (197 m) cu aspect de inselberg, înconjurat de glacisuri.

Vulcanismul şi relieful

Erupţiile au fost de tip mixt, alternând explozii cu scurgeri de lave, din care au rezultat *stratovulcani*. Eroziunea a demolat, în marea lor majoritate, aparatele vechilor vulcani, scoţând în evidenţă conurile diferitelor faze de erupţii, precum şi *corpuri subvulcanice*. Un profil executat de M. Socolescu la *Roşia Montană* demonstrează existenţa unor erupţii în mai multe faze: primul con a fost format din riolitele de la Cârnic-Cetate; al doilea din andezite şi se află deplasat cu circa 4 km; un ultim con, mult mai nou, s-a situat între primele şi a acoperit, prin produsele sale, pe cele mai vechi, realizând un vulcan enorm cu baza de circa 12 km.

Ca *vârstă*, după T. Ghiţulescu şi M. Socolescu (1941), în Munţii Apuseni au existat *patru faze de erupţii*.

Prima, în badenian, dă andezite şi riolite; andezitele se întâlnesc între Brad şi Săcărâmb, la *Certejul de Jos* (unde coşul vulcanic sparge placa mai veche de diabaze) şi în alte părţi; riolitele sunt specifice la Cârnic-Cetate (Roşia Montană), dar apar şi în depresiunea Brad şi la Zlatna, unde formează resturi de aparate vulcanice. A doua fază este plasată în sarmaţianul inferior şi e reprezentată prin dacite în regiunea *Brad* (la Dealul Fetii şi la Câinel – un con cu scurgeri de lave în jurul unui crater principal) şi la Roşia Montană (Saşa). A treia fază aparţine sarmaţianului superior şi pliocenului inferior. Este reprezentată prin andezitele de Barza şi dacitele de Cetraş, constituind cea mai importantă fază. În jurul *vulcanului Barza*, care este cel mai important, s-au identificat încă zece coşuri înşirate pe o linie est-vest. Ceva mai spre nord apare o altă linie în care craterul principal a fost cel din *Muntele Pietrosul*. Ultima fază a fost în pliocenul superior şi se caracterizează prin lave andezitice şi aglomerate ce acoperă, ca o placă, o mare parte a bazinului superior al Crişului Alb.

Mai târziu, M. Borcoş şi Gh. Mantea (1964) regrupează erupţiile în trei faze, pe bază de asemănări petrochimice, iar D. Rădulescu şi M. Borcoş (1968) în *trei cicluri*.

Ciclul I se extinde peste aproape tot badenianul şi ar corespunde cu perioada de subsidenţă care duce la instalarea mării badeniene (V. Ianovici şi colab., 1969). Au dominat exploziile, iar metalo-genetic acest ciclu e steril. Centre eruptive au fost recunoscute în arealele Zlatna-Almaş şi Săcărâmb-Hălmagiu (Gliganul, Pleaşa, Măgura Băii ş.a.).

Ciclul II începe din badenianul superior până la începutul pannonianului. Este *ciclul cel mai extins* şi cel mai important din Munţii Apuseni (inclusiv metalogenetic). Corespunde cu perioada de început a ridicărilor. Este efuziv şi mai puţin subvulcanic şi dă *cei mai mulţi stratovulcani* ce s-au format aici în neogen. Ciclul II se împarte în trei faze, dintre care mijlocia, care emite mai ales dacite, este cea mai importantă deoarece acum s-a realizat cel mai mare număr de vulcani pe aliniamentul Brad-Săcărâmb (*Căraciu*, grupul *Barza*, *Bucureşci-Rovina*, *Vălişoara*, *Hondol*, *Săcărâmb*, *Deva*, *Uroi* etc.), pe aliniamentul Roşia Montană-Bucium-Baia de Arieş (vulcanii din Depresiunea Roşia Montană, Baia de Arieş ş.a.) şi pe aliniamentul Deva-Bulza (Poiana Ruscăi).

Ciclul III este slab (panonian-cuaternar inferior), are loc spre sfârşitul perioadei de ridicare a munţilor; acum apar andezite bazaltoide şi mai rar bazalte, ca la *Roşia Montană-Bucium-Baia de Arieş*, sau *pe Mureş* (Bretia, Sârbi, Leşnic, Veţel) şi la *Lucareţ* (Podişul Lipovei) şi *Şumiga* (Câmpia Bârzavei-Gătaia).

Materiale vulcanice emise în toate aceste cicluri se mai află dominant în următoarele regiuni: *în jurul Abrudului* (ca vulcani dispersaţi, ce au forma unor clăi ridicate deasupra „platformei" Ţării Moţilor, alcătuind un grup mai strâns la *Roşia Montană*), în *Depresiunea Zlatna* şi în bazinul Crişului Alb. În aceste regiuni lavele străbat adesea placa diabazelor mezozoice. Începând aproximativ *de la Brad şi până la Gurahonţ* domină aglomeratele.

În urma a o serie de cercetări au fost reconstituite şi unele **aparate vulcanice**, ca de exemplu: *stratovulcanul Barza* (cu revărsări ce începeau la altitudinea actuală de 400 m, fig. 44, şi care ar fi atins înălţimi de 3500 m), stratovulcanul *Căraciu* (la sud-vest de Ţebea), vulcanii de la *Săcărâmb* cu centre în dealurile Haitău, Frăsinata, Săcărâmb, vulcanii din dealurile *Conţu-Corabia* ce atingeau probabil înălţimi de circa 4000 m, vulcanul de la *Roşia Montană*, vulcanul *Haneş* din Bazinul Almaş ş.a. De asemenea, au fost remarcate *corpuri subvulcanice*, ca cel de la *Musariu Nou* (lângă Barza), apoi *microlacolitul Măgura* (Barza), sau *dyke-ul* din dealul *Fericeaua* (Stănija).

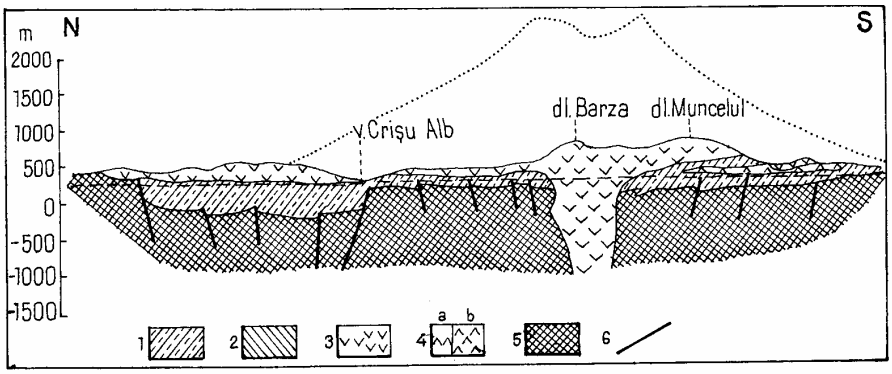


Fig. 44 – Stratovulcanul Barza (după T. Ghiţulescu şi M. Borcoş): 1. nisipuri şi pietrişuri – badenian mediu; 2. fliş albian; 3. andezite cuarţifere; 4. dacite (a. formaţiuni înrădăcinate, b. formaţiuni acoperitoare); 5. ofiolite; 6. falie

C. *Erupțiile de bazalte din România (ultimele erupții)*

Sunt ultimele erupții din România, iar caracterul bazic al acestor lave a dus la crearea unor forme deosebite. Ca suprafață, ocupă regiuni foarte reduse şi anume: în *Munții Perşani* (regiunea Racoşului), în unele puncte din *Munții Căliman* (imediat la nord de Mureş), în Munții Apuseni la *Detunate*, în câteva locuri din *Defileul Mureşului,* în Banat la *Lucareț* şi la *Gătaia* (Şumiga).

Erupțiile de bazalte au avut loc în pleistocen; faptul este dovedit mai ales pentru Racoş şi Depresiunea Baraolt, unde acestea acoperă dacianul şi respectiv villafranchianul; părerile sunt însă controversate deoarece datările efectuate pe bază de radiocarbon nu corespund cu cele făcute pe baze paleontologice. Oricum, cel puțin pentru zona Racoşului, unde bazaltele stau peste formațiuni cu resturi de mamifere cuaternare, trebuie să admitem continuarea activității vulcanice până în pleistocen.

În interiorul lavelor bazaltice se observă *separațiuni prismatice*, care sunt specifice celor două Detunate (Goală şi Flocoasă) din Apuseni. La Racoş şi în Banat, deasupra stratului prismatic se află *o pătură bazaltică scoriacee* provenită din degazeificarea bruscă a lavelor; faptul are importanță pentru permeabilitatea rocii. În Banat, pe lângă separațiunile prismatice apar şi altele în *plăci orizontale şi sferoidale*.

La Racoş şi în Banat lavele bazaltice au ocupat inițial întinderi mult mai mari, formând mici *platouri structurale*.

Erupțiile din Banat s-au produs de-a lungul unei linii de fractură orientată nord-sud, de la Lipova până la Vârşeț în Iugoslavia.

D. *Tufurile din Transilvania şi din exteriorul Carpaților*

Acestea par a fi sincrone exploziilor neogene[3]. Ele se găsesc intercalate diferitelor strate sedimentare. Locul de proveniență al lor este discutabil. Pentru cele din exteriorul Carpaților şi din Transilvania, I. Atanasiu (1946) credea că provin din regiunea Căliman-Harghita; M. Filipescu (1944) admitea însă, în exteriorul Carpaților, erupții submarine locale.

Pentru morfologie, orizonturile de tufuri joacă rolul unor strate mai dure (dau trepte structurale) şi pot servi uneori în determinarea vârstei anumitor forme de relief. În Bazinul Transilvaniei se întâlnesc *şapte orizonturi* care sunt datate astfel: tuful de Dej stă la baza badenianului; urmează alte două orizonturi cuprinse în badenian; tuful de Hădăreni este la baza buglovianului; tuful de Ghiriş, la baza sarmațianului; tuful de Sărmăşel, în sarmațianul superior; tuful de Bazna, la baza pliocenului.

E. *Unitățile de relief rezultate în urma vulcanismului neogen*

- Acesta a format, cu deosebire, *lanțul muntos eruptiv* situat în vestul Carpaților Orientali.
- Cum linia pe care au țâşnit lavele munților vulcanici se află la oarecare distanță de masivele cristalino-mezozoice ale Orientalilor, între cele două aliniamente a luat naştere şi un *culoar depresionar* care, în funcție de condițiile locale, a căpătat şi aspecte diferite. Devenit uneori mai îngust, el a fost barat din loc în loc în sens transversal în aşa fel că s-a divizat într-o serie de depresiuni înşirate longitudinal. Începând de la sud spre nord, aceste cuvete sunt următoarele: *Ciucul inferior*, *Ciucul mijlociu*, *Ciucul superior*, *Gheorgheni* şi apoi câteva bazinete mai mici: *Jolotca* (nord-est de Ditrău), *Borsec, Bilbor*

[3] Numai tufurile din Valea Buzăului şi Prahovei e posibil să fie paleogene, precedând orogeneza de la sfârşitul oligocenului (M. Filipescu, 1944).

şi *Drăgoiasa*. Altitudinea veche a fundului acestor depresiuni a suferit ulterior modificări datorită ridicărilor inegale, sau chiar datorită unor scufundări subsidente pe fondul general al ridicărilor.

Înălţările, inclusiv ale munţilor, s-au datorat mai puţin vulcanismului, dar mai ales mişcărilor neotectonice. Totuşi, după L. Rüger (1931), Perşanii s-ar fi înălţat, de exemplu, cu circa 500 m din cauza presiunilor vulcanice. După L. Sawicky (1912) nivelul lacurilor din bazinul Ciucurilor se afla, în pliocenul superior, la cota actuală de 850 m. El indică, în acest sens, o posibilă fâşie de hidratare. Un alt rezultat pe care l-a avut înălţarea eruptivului Căliman-Harghita a fost ciuntirea reţelei hidrografice de pe latura vestică a Orientalilor. Este posibil (S. Athanasiu, 1899; Tr. Naum, 1965) ca însăşi drenarea Depresiunii Dornelor către Moldova să fie un rezultat al formării Călimanului[4]. În regiunea Munţilor Bârgău fâşia intruziunilor vulcanice, a făcut corp comun cu muntele cristalin, fără a lăsa un spaţiu depresionar intern, cu o mică excepţie, Depresiunea Dornelor.

- Grupa Oaş-Lăpuş şi Ţibleş s-a format de asemenea pe o linie paralelă cu Carpaţii Orientali, dar la o distanţă ceva mai mare decât grupa Căliman. Faptul a dus la închiderea unei unităţi, care ţine, ca origine, de geosinclinalul carpatic, dar care, în sens geomorfologic, a devenit depresiune. E vorba de *Depresiunea Maramureş* ce se continuă şi în afara graniţelor ţării noastre, pe Tisa, până la poarta de la Hust.
- În Munţii Apuseni formele create de vulcanismul neogen se suprapun reliefului muntos preexistent, completându-l cu ridicături conice, săltate deasupra suprafeţelor netede de interfluvii sau chiar în depresiuni. Se aseamănă oarecum cu Munţii Lăpuşului, prin multiudinea măgurelor impuse de roci vulcanice. Unitatea de relief creată se consideră totuşi Munţii Metaliferi, prelungiţi şi în spatele Munţilor Trascăului, cu Munţii Detunatelor, până la Baia de Arieş şi Sălciua de Sus, unde eruptivul nou străbate cristalin.

Bibliografie

Atanasiu I. (1946), *Curs de fenomene magmatice*. Bucureşti.

Coteţ P. (1970), *La genése de la dépression d'Oaş*, „Rev. Roum, G.G.G., Geogr.", t. XIV, nr. 1.

Coteţ P. (1971), *Geomorfologia regiunilor eruptive. Trăsăturile fundamentale ale reliefului munţilor Gurghiu-Harghita*, „St. Cerc. G.G.G., Geogr.", t. XVIII, nr. 2.

Mac I., Hodor N. (1997), *Stadiul actual al cunoaşterii reliefului vulcanic*, „Rev. de Geomorfologie", nr. 1, Bucureşti.

Naum Tr. (1984), *Tipuri de relief vulcanic*, „Analele Universităţii Bucureşti".

Naum Tr., Butnariu E., Giurescu M. (1962), *Vulcanokarstul din Masivul Călimanului*, „Analele Univ. Bucureşti, seria geol.-geogr.", XI, nr. 32.

Papiu Corvin Victor (1956), *Erupţii vulcanice submarine*, Editura Ştiinţifică.

Peahă M. (1965), *Vulcanii noroioşi din România*, „St. şi cerc. de G.G.G., seria Geogr.", t. XII, nr. 2, Bucureşti.

Posea Gr. (1957), *Evoluţia reţelei hidrografice din Depresiunea Chiusbaia*, *Probl. de geogr*., vol. V, Bucureşti.

Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Posea Gr. şi colab. (1974), *Relieful României*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.

Posea Gr. (2001), *Vulcanismul şi relieful vulcanic*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.

Rădulescu D. (1973), *Consideraţii asupra cronologiei proceselor vulcanice din Munţii Călimani, Gurghiu şi Harghita*, D.d.s. Inst. Geol., 59/4, p. 135.

Rădulescu D. (1976), *Vulcanii astăzi şi în trecutul geologic*, Editura Tehnică, Bucureşti.

[4] Probele de relief (nivele de eroziune) şi pietrişurile din deltele sarmatice dovedesc însă că Bistriţa era formată pe traseul de azi din sarmaţian (A. Nordon, 1933; I. Donisă, 1968).

Rădulescu D., Peltz S., Stanciu Constantina (1973), *Neogene Volcanism in the East Carpathians* (*Călimani-Gurghiu-Harghita Mts*), Institutul Geologic.
Rusu Eugen (1999), *Le volcanisme embryonnaire du nord des Carpates Orientales*, An. Şt. Univ. Iaşi, Tom XLIV, s. II c. Geogr. 1998-99.
Savu Al. (1966), *Platoul vulcanic Izvoarele. Observaţii geomorfologice*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, Seria geol.-geogr.", f. 2, Cluj-Napoca.
Savu Al. (1981), *Ţara Oaşului. Tipuri genetice de relief şi utilitatea lor economică*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, Seria geol.-geogr.", XXVI, f. 1, Cluj-Napoca.
Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*, Editura Tehnică.
Schreiber W.E. (1975), *Vulkanomorphologische Aspekte des Harghita-Gebirges*, „R.R.G.G.G.", Geogr., 19, 2.
Schreiber W.E. (1985), *Contribuţii geografice la cunoaşterea reliefului vulcanic din România*, „Terra" nr. 3.
Schreiber W.E. (1994), *Munţii Harghita*, Editura Academiei Române.
Someşan Laurian (1947), *Consideraţiuni geomorfologice asupra Munţilor Călimani*, *Lucr. Inst. de Geogr*., Cluj, vol. VIII.
Szadeczky-Kardoss E. (1972), *A Mediterran tipusú szubdukció és a kárpát-pannon-dinarid szerkezet modellje*. MTA Osztályának közleményei, 5, p. 113.
Szöcke A. (1964), *Consideraţii asupra mişcării magmei în neckul de la Racul-Ciuc (Valea Oltului)*, „St.cerc. G.G.G., ser. Geol." 9,1.
x x x (1987), *Geografia României*, vol. III, Editura Academiei R.S.R.

Capitolul XIII

REŢEAUA DE VĂI DIN ROMÂNIA

A. *Aspecte generale şi etape*

Aspecte generale

Văile constituie unul din tipurile importante de relief ale teritoriului ţării noastre. Ele se remarcă şi prin o serie de probleme practice, cum ar fi facilitarea legăturilor peste Carpaţi, „dirijarea" multor căi de comunicaţie în aproape toate unităţile de relief, „atragerea" aşezărilor de toate gradele etc. Pentru geomorfologie, văile reprezintă, cel mai adesea, elementul prim de studiu în vederea descifrării evoluţiei reliefului.

Văile din ţara noastră au *câteva caractere* care merită să fie subliniate. În primul rând, ele sunt *carpatice* şi *dunărene*; carpatice, pentru că aproape toate îşi au obârşia în zonele carpatice şi, dunărene, deoarece cu excepţia celor din Dobrogea de est, toate sunt colectate de Dunăre.

Spre exteriorul Carpaţilor, văile se dispun *radial-divergent*, cu oarecare excepţie în Carpaţii Orientali şi în estul lor unde, de la Trotuş spre nord, apele au tendinţa de a curge paralel cu fâşiile muntoase, fapt realizat efectiv de Siret. Pe rama interioară a lanţului carpatic, reţeaua apare *radial-convergentă*.

Dar, una dintre cele mai de seamă caracteristici morfologice ale hidrografiei noastre, o reprezintă *văile transversale*. Se pare că, nicăieri în lume, nu se găsesc, pe un teritoriu aşa redus, atâtea văi transversale, ca la noi. Să amintim Dunărea, Mureşul, Oltul, Crişul Repede, Someşul şi apoi Jiul, Buzăul, Prahova, Bistriţa Moldovenească ş.a. În acest context, deosebit de specifică apare şi *drenarea depresiunii interioare a Transilvaniei*, prin trei colectori principali (Olt, Mureş, Someş), care trec Carpaţii prin trei porţi diferite, când normal ar fi să existe unul singur.

Se pot adăuga şi alte aspecte morfologice „curioase", ca de exemplu: *instalarea Dunării în sudul Câmpiei Române* – exact la contactul cu Podişul Prebalcanic şi cu Dobrogea –, formarea Siretului imediat la contactul Subcarpaţilor cu Podişul Moldovenesc, forma arcuită a Bârladului, direcţia vest-est a văii Câlniştea, abaterea unor văi către anumite pieţe de adunare etc.

Toate acestea, sau, mai pe scurt, evoluţia şi cauzele care au determinat aspectul actual al reţelei noastre de văi, se cer a fi explicate, iar problema în sine reprezintă un capitol important al geomorfologiei româneşti.

Reţeaua hidrografică a ţării, în aspectul ei actual, este relativ nouă, cu precădere cuaternară. Înnodarea acestei reţele s-a făcut însă printr-o *îndelungată evoluţie*, care a fost *condiţionată* de extinderea „paleogeografică" a uscatului, de structura şi tectonica acestuia, de aspectele sale de relief, de mişcările generale şi locale suferite în timp, de roca subiacentă şi, periodic, de schimbările climatice.

Urmând aceste cauze, este normal ca hidrografia să se fi format în timpi diferiţi de la o regiune la alta, o dată cu apariţia acestora ca uscat.

Cum uscatul şi relieful ţării noastre, exceptând Dobrogea, începe să se definitiveze de la lanţul carpatic spre periferie, rezultă că şi reţeaua de ape a urmat o cale similară de instalare şi dezvoltare. Aşadar, cea mai veche reţea de văi s-a format în actuala zonă muntoasă, o dată cu înjghebarea primelor unităţi carpatice, deci la sfârşitul mezozoicului. De aici reţeaua a coborât, cu întreruperi, în etape succesive, către periferia carpatică, până ce, o dată cu secarea ultimelor lacuri plioceno-cuaternare, se ajunge la o reţea unică, tributară Dunării. În aceste ultime regiuni, văile secundare se formează însă, mai ales, prin alungirea din avale spre amunte şi nu invers.

Deşi, teoretic, prima reţea hidrografică s-a instalat peste Carpaţi la sfârşitul mezozoicului, urmele ei au fost şterse de procesul evolutiv al reliefului; de aceea, reconstituirea acestei reţele iniţiale nu se poate face decât în general şi ipotetic, aşa cum de exemplu a încercat *Prinz Gyula* (1958). Faptul este cu atât mai normal cu cât hidrografia actuală este de tip montan, iar Carpaţii au început să se înalţe, ca munţi, numai în terţiar şi în special în a doua parte a acestei ere.

Dintre *urmele cele mai vechi*, identificate sigur, care atestă existenţa unor văi, amintim: resturile reconstituite de *Emm. de Martonne* la nivelul suprafeţei Râu Şes (Olt, Jiu, Râul Şes ş.a.); *R. Ficheux* aminteşte de scurgerile peste Trascău la nivelul suprafeţei Mărişel (Ţara Moţilor); *R. Ficheux* şi *Gh. Pop* afirmă că direcţiile de scurgere, către nord, ale văilor din nordul Bihorului, reprezintă o moştenire impusă de înclinarea suprafeţei Fărcaş; *Gr. Posea* consideră că văile Răchita, Bersu, Rudăria şi Prigor, ce se varsă în Nera, au, peste culmea muntoasă, o direcţie impusă de vechea înclinare a suprafeţei Almăjului; *A. Nordon, M. David* şi *I. Donisă* sunt de părere că Bistriţa superioară este cel puţin sarmatică. La acestea putem adăuga şi defileele epigenetice ale Lăpuşului şi Cavnicului (peste Preluca), precum şi cele ale Topologului, Argeşului şi Vâlsanului (peste masivele Cozia-Ghiţu).

Rezultă că, cele mai vechi urme de văi, identificate, aparţin etapei de formare a suprafeţei Râul Şes-Mărişel, sau cel mult, de la sfârşitul etapei Borăscu-Almăj-Fărcaş. Această reţea veche este greu de reconstituit pe distanţe prea mari. S-a remarcat totuşi cum la trecerea de la Mărişel I la Mărişel II (*Gh. Pop*, 1957, 1962), la trecerea de la suprafaţa Almăjului la cea imediat inferioară (*Gr. Posea* şi col., 1963) etc., reţeaua a suferit remanieri importante.

Urme mai multe şi mai sigure apar *în timpul pliocenului*, dar şi acestea nu totdeauna pe porţiuni extinse. Există cauze obiective care ne împiedică să reconstituim, pe distanţe mai mari, direcţiile anumitor răuri. Între acestea amintim ridicările şi coborârile în general din pliocen şi mai ales de la sfârşitul pliocenului care au atins amplitudini de până la 500-1000 m. Aceste mişcări, fiind inegale şi de sensuri diferite, era normal să destrame uneori vechea reţea. Nu excludem însă, după cum se va vedea, posibilitatea persistenţei unor ape, în general cu debit mai mare, pe anumite porţiuni sub formă antecedentă. O altă cauză care a modificat reţeaua terţiară este *vulcanismul* de pe latura internă a Carpaţilor Orientali, care a barat o parte, cel puţin, din vechea reţea hidrografică transilvăneană. Studiile şi datele referitoare la reţeaua pliocenă sunt legate în special de principalele văi transversale.

Coborând dinspre munte, urmează, ca vechime, *reţeaua piemonturilor şi a depresiunilor pericarpatice* şi în general cea din aproape toate zonele actuale de deal şi podiş. Această a doua zonă hidrografică corespunde, ca început, unor mişcări principale de ridicare a regiunilor muntoase care, împreună cu alte cauze, generează piemonturi şi o hidrografie specifică zonelor de margine.

Şi pentru această hidrografie au început să se adune tot mai multe date. Specificul evolutiv al reţelei a fost mai precis lămurit într-o serie de lucrări. Pentru regiunile

depresionare din nordul Olteniei şi Munteniei amintim pe *Emm. de Martonne*, apoi pe *C. Brătescu* (1911) şi *Gr. Posea* (1993) pentru Câmpul Lung-Muscel, *N. Popp* pentru Teleajen, *M. Paucă* pentru Vrancea, *Al. Roşu* şi *L. Badea* pentru Oltenia. În ce priveşte reţeaua din Transilvania o serie de idei sunt întâlnite la *I. Rodeanu*, *V. Gârbacea*, *Gr. Posea*, *Al. Savu* ş.a. Pentru Moldova, referiri au făcut *C. Brătescu*, *C. Martiniuc*, *I. Sârcu*, *V. Băcăuanu*, *I. Gugiuman*, *I. Donisă*, *I. Hârjoabă*.

În *cuaternar* se instalează şi reţeaua din zona de câmpie şi din unele depresiuni joase; totodată are loc adâncirea sacadată a vechilor reţele, cât şi unele remanieri.

Sintetizând studiile făcute până în prezent asupra paleohidrografiei, în diferite regiuni ale ţării, se observă posibilitatea separării unor *etape şi faze* care conduc către închegarea actualei hidrografii. Aceste etape sunt legate de principalele evenimente tectonice ale terţiarului, cât şi de principalele etape de eroziune. Aproape fiecare suprafaţă principală de eroziune şi-a avut o hidrografie cât de cât proprie, care în unele cazuri, s-a impus şi primei părţi din etapa următoare. În general, schimbările de etape morfologice, morfotectonice şi chiar climatice duc şi la schimbări ale hidrografiei. Fixarea unor asemenea etape şi faze generale ajută şi înţelegerea evoluţiei de amănunt a principalelor artere hidrografice sau a unor artere cheie, după cum ajută la înţelegerea însăşi a evoluţiei reliefului.

Principalele etape ale evoluţiei hidrografiei

Etapa pediplenei carpatice

Ca vârstă, pediplena Carpatică ţine din cretacicul superior până în eocenul inferior, dar pe rama vestică a Carpaţilor a continuat perfectarea până la începutul badenianului. Noi înşine (1964) am admis că vârsta suprafeţei Almăjului (echivalentă cu Borăscu) merge până la începutul badenianului. De altfel, aproape în toţi Carpaţii Occidentali, inclusiv în blocurile scufundate sub Câmpia Tisei, invadarea mării începe numai cu badenianul sau cel mult cu helveţianul (se pare că în forajele din Ungaria s-au găsit, uneori, pietrişuri comglomeratice helveţiene).

În privinţa hidrografiei încercări de reconstituire se pot face, aşa cum s-a spus , mai mult ipotetic şi numai pentru ultima parte a pediplenei. Reconstituirea este în funcţie de concepţia pe care o avem despre modul de formare şi aspectul pe care îl avea pediplena. Pe scurt, pot exista două posibilităţi: a) prima, că am avut de-a face cu *o peneplenă unitară* carpatică, aşa cum credea *Prinz Gy*. (1958) (care denumea blocul întreg „Tisia") şi cum am crezut şi noi, motiv pentru care am denumit-o în întregul ei "peneplena Carpatică" (Gr. Posea, 1962, p. 59); b) în a doua posibilitate, peneplenarea s-ar fi finisat *pe blocuri*, dinainte individualizate tectonic, sub formă de *pedimentare*, fapt care nu este de loc exclus (pediplena Carpatică).

Urmând o posibilitate sau alta, şi hidrografia va fi imaginată diferit. O asemenea încercare, de reconstituire ipotetică, o face *Prinz* (1958). Acesta, admiţând posibilitatea existenţei acelui bloc al Tisiei, consideră că în această perioadă, în zona Panonică, a Carpaţilor şi a Transilvaniei, exista un scut uşor boltit peste care văile urmau direcţii radiale. El indică chiar două din aceste direcţii şi anume defileul Dunării şi al Oltului. Scufundările ulterioare au dus la prăbuşirea acestui bloc şi mai ales la prăbuşirea părţii centrale, ca „acoperişul unei case". Urmele unor văi, peste zonele montane de margine, ar fi persistat totuşi antecedent, chiar dacă pe alocuri ele au avut întreruperi temporare. Desigur, este greu de documentat asemenea direcţii, dar ele nici nu pot fi infirmate.

Oricare ar fi fost situaţia hidrografiei pediplenei Carpatice, este sigur însă că ea a suferit prefaceri în cel puţin *trei faze* şi anume: în timpul invadării apelor eocen-oligocenului peste unele din părţile sale, apoi în urma orogenezei şi mişcărilor de la

sfârşitul oligocenului şi în fine, la începutul badenianului. Dar, după cum s-a mai arătat, unele direcţii sud-nord, din Bihorul septentrional, unele urme de văi din Almăj (Răchita, Rudăria ş.a.) şi chiar unele văi din Meridionali par a fi moştenite numai de la ultima fază a pediplenei.

Etapa suprafeţelor medii şi de bordură carpatice

Etapa a II-a se referă, cu precădere, tot la reţeaua regiunilor muntoase carpatice. Ea aparţine timpului când Carpaţii încep să-şi plămădească trăsăturile reliefului muntos de azi şi când se încheagă de fapt, în liniile ei generale şi hidrografia montană actuală. Hidrografia de azi se trage, în mare, din această etapă.

Etapa începe cu badenianul şi mai ales cu sarmaţianul şi corespunde cu acele suprafeţe de eroziune care fac tranziţia între pediplena Carpatică (ruptă, înălţată în masivele muntoase şi scufundată în depresiuni) şi faza piemontană, ce construieşte, la sfârşitul pliocenului, în jurul ramurilor şi blocurilor carpatice devenite munţi, o vastă poală de piemonturi. Etapa poate fi împărţită în trei faze.

Faza I se întinde, ca timp, din badenian până în sarmaţianul mediu. În acest timp, multe din regiunile carpatice suferă scufundări, iar apele mării ocupă suprafeţe vaste. Acum se conturează o serie dintre actualele *bazinete şi culoare tectonice*, care rup vechea reţea a pediplenei; tot acum începe să se contureze şi *cumpăna marilor înălţimi* carpatice care va dirija viitoarea reţea hidrografică, în special cea tributară principalelor artere. În această categorie se încadrează mai ales văile care se vărsau în grabenele, culoarele şi golfurile Carpaţilor din Vest (Banat şi Apuseni) şi care s-au extins în lungul acestor fâşii tectonice de îndată ce au devenit uscat. De asemenea, tot acum încep să se contureze şi văile Carpaţilor Orientali, care înaintează de pe cristalin peste uscatul flişului intern nou format, pe direcţii aproape longitudinale acestora, iar din loc în loc devin şi transversale, până la total transversale la Curbură.

Cumpăna apelor, în estul Carpaţilor Meridionali şi în Orientali, trecea, ca şi azi de altfel, aproape de Transilvania (la Curbură urma chiar Perşanii): ea era foarte distanţată faţă de poala munţilor din Muntenia şi Moldova. De la început deci, apare o premisă care face greu de admis, pentru aceste regiuni (Orientali, inclusiv Făgăraşul), formarea văilor transversale prin captări, adică ulterior înălţării munţilor.

Conducându-ne după urmele suprafeţelor de eroziune, netezite în această perioadă şi după unele hărţi geologice şi paleogeografice (în special hărţile întocmite de *E. Saulea* şi colab.) putem admite că, acum, existau următoarele *nivele de bază* către care se puteau dirija apele curgătoare:

a) un bazin în exteriorul Carpaţilor, ce mergea din Moldova până către Turnu-Severin şi care colecta reţeaua din Orientali, cât şi o mare parte din Meridionali;

b) un bazin interior, transilvănean, cu ieşire peste Podişul Someşan, dar şi, poate, pe Mureş, care colecta ape scurte din Orientali şi Meridionali şi dintr-o suprafaţă mai mare a Apusenilor. Dacă admitem părerea lui *M. Paucă* (1967), referitoare la modul de depunere a sării, atunci, cel puţin pentru un timp, bazinul transilvănean badenian primea ape peste insulele de la Curbură şi le evacua pe actuala vale a Oltului; deci lacul nu se deschidea nici pe Mureş nici pe Someş (fig. 33).

c) o serie de bazinete şi culoare situate în partea de vest, începând de la Defileul Dunării şi mergând spre Maramureş (Bahna-Orşova-Milanovăţ-Liubcova-Moldova Nouă, Bozovici, Cerna-Timiş, Bistra, Haţeg, culoarul Mureşului, golfurile Crişurilor şi golful Şimleu-Maramureş). Acestea ţineau de Marea Panonică şi colectau văile Carpaţilor Apuseni şi ai Banatului.

În general, pentru ca imaginea tipurilor de văi de atunci să fie clară, trebuie amintită, pentru toate etapele, altitudinea joasă şi uneori foarte joasă a zonelor carpatice.

Faza II (sarmaţian superior-meoţian). Situaţia se modifică în sarmaţianul superior, când regiunile carpatice încep un proces lent de ridicare, cu unele reveniri, dar care va duce până în cuaternar la totala exondare a teritoriului ţării. În sarmaţianul superior şi chiar în meoţian, cercetările geologice (*M. Paucă* ş.a.) , ca şi cele geomorfologice (*Gh. Pop*, 1957; *Gr. Posea*, 1962 ş.a.) arată, pentru Transilvania mai ales, o perioadă de eroziune intensă, cu formarea şi extinderea unor suprafeţe de eroziune. Reţeaua de văi se alungeşte peste noi teritorii.

Nivelul de bază extern, anterior, se menţine, dar se retrage din partea de nord a Moldovei, unde se instalează ape curgătoare. Transilvania rămâne ca un lac intern, mai ales în meoţian; în sarmaţianul superior avea unele legături exterioare, încă nu pe deplin dovedite, care mergeau se pare peste Someş. Apele marine ale culoarelor tectonice din vest (existente în sarmaţianul superior) se retrag şi formează un ţărm relativ uniform articulat în partea cea mai vestică a ţării, alungindu-se până spre Maramureş.

Aşadar, cele trei nivele de bază apar, în acest timp, bine individualizate (*Getic, Transilvănean, Panonic*) şi între ele se produc desigur unele procese de captare.

Reţeaua hidrografică se extinde în tot Podişul Someşan şi peste o parte din marginile Transilvaniei. Acum, mai mult ca oricând, se remarcă *aspectul convergent* al hidrografiei spre Transilvania.

Faza III (ponţiană). Cu scufundările din ponţian (pannonian) se refac însă anumite aspecte întâlnite în sarmaţianul inferior, în special în ceea ce priveşte culoarele vestice şi bazinul Transilvaniei. Se remarcă o accentuare, prin adâncire, a golfurilor Maramureş-Baia Mare-Şimleu, Oradea-Vad, Beiuş-Vaşcău, Mureş, Lugoj–Mehadia. Reţeaua hidrografică din Transilvania şi vestul ţării se restrânge mult. În schimb, cea din Moldova se extinde spre sud, până la linia Bacăului. Cele *trei nivele de bază* continuă să funcţioneze, se pare, tot separat.

Grosimea mare a ponţianului în depresiunea Baia Mare şi în general în vestul Apusenilor, legăturile sigure ale lacului Panonic cu cel Transilvan şi, pe de altă parte, regresiunea din Moldova, dovedesc că transgresiunea ponţiană este legată de scufundări ale zonei panonice şi ale Transilvaniei şi nu de eustatism pozitiv. Transilvania ridică totuşi problema comunicării cu lacul Panonic. Unele urme de relief (*Gr. Posea*, 1967, 1968) par a indica, pentru sfârşitul ponţianului, sau numai în dacian, lipsa unei legături pe Mureş, acest râu avându-şi izvoarele în Haţeg şi în Depresiunea Petroşani.

Etapa piemontană şi a nivelelor din dealuri

Etapa începe, în mare, o dată cu mişcările rhodanice (sfârşitul ponţianului) şi se termină după mişcările valahice care impun apariţia treptelor de dealuri şi podişuri şi fixarea hidrografiei peste aceste unităţi. Specificul etapei este deci legat de mişcări importante de înălţare, dar şi de un climat de tip mediteranean, ambele favorabile formării de piemonturi. Dacă hidrografia din munte îşi începe istoria cu suprafeţele medii carpatice, cea din dealuri şi podişuri debutează cu această etapă a pliocenului superior. Se creează, cu timpul, abrupturi importante de contact între munte şi unităţile pericarpatice, precum şi rupturi de pantă majore în profilul longitudinal al râurilor. Fâşiile pericarpatice devin areale piemontane, unde apele curgătoare depun aluviuni, creează mari conuri de dejecţie şi divaghează.

Începutul, ca şi încheierea etapei piemontane sunt relativ diferite de la o regiune la alta, pe unele locuri piemonturile repetându-se o dată cu declanşarea unor noi înălţări. Spre exemplu, în nordul Podişului Moldovei debuşarea văilor şi formarea de delte fluviatile are loc la sfârşitul sarmaţianului şi continuă spre sud până în villafranchian; în

acest ultim timp în nord se formează nivele de eroziune. În Transilvania începutul piemonturilor se face în dacian şi se încheie cu o suprafaţă de „eroziune piemontană" (ajunge în Dealurile Vestice până la baza pietrişurilor piemontane), dar în unele depresiuni de contact şi intramontane (Haţeg, Sibiu, Braşov, Ciuc, Gheorgheni, Făgăraş) se mai depun conuri piemontane şi în cuaternar, cu precădere în glaciar. În sudul Meridionalilor şi la Curbură fenomenul piemontan s-a produs în villafranchian, dar în Câmpia Română şi în cea de Vest continuă şi în pleistocen.

Etapa, în întregul ei, a avut efecte şi pentru hidrografia din Carpaţi. Acum s-au impus mai bine, fie prin antecedenţă fie prin captare, majoritatea văilor transversale montane. În Carpaţii flişului (inclusiv Curbura) domină antecedenţa, pe când în rest, captarea (Posea, 1967). Văile din fliş s-au închegat venind dinspre masivele cristaline de pe marginea transilvăneană şi s-au alungit apoi către est peste fiecare fâşie nou exondată. Pe măsură ce aceste fâşii se înălţau văile au devenit antecedente, unele menţinându-se până azi. La vest de Dâmboviţa şi în Apuseni, structura de tip blocuri (şi nu în fâşii) a condus la apariţia unor discontinuităţi transversale importante care, o dată cu mişcările de basculă, au favorizat captări, când dintr-o parte când din cealaltă. În această ultimă etapă au predominat bazele de eroziune panonică şi getică în detrimentul celei transilvane. S-au declanşat captările care au întregit, într-o oarecare ordine, Oltul, Mureşul, Crişul Repede, Jiul şi apoi Dunărea.

Se pot deosebi două faze ale acestei etape.

Faza I este cea mai îndelungată şi se caracterizează printr-o hidrografie divergentă, cu despletiri şi meandrări în areale perimontane deluroase. Aici, pentru această fază, avem posibilitatea schiţării în general a unor hidrografii regionale, cum ar fi pentru Transilvania. În această regiune, o dată cu retragerea apelor panonice, se formează o

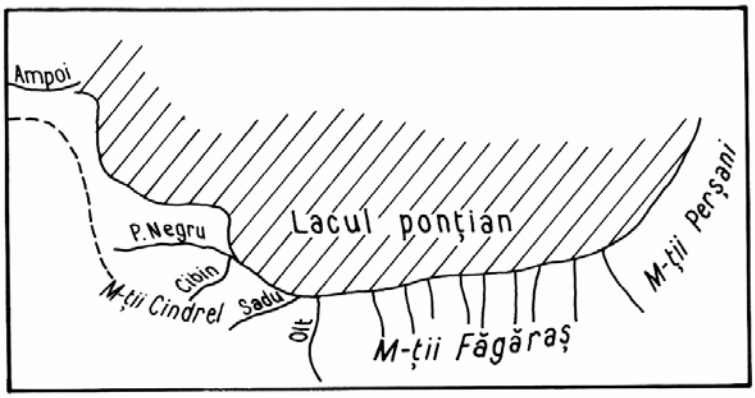


Fig. 45 – Situaţia hidrografiei din sudul Transilvaniei la sfârşitul ponţianului

primă reţea care se dirija central şi spre Someş. O astfel de hidrografie concentrică (şi nu de margine) au presupus-o unii autori pentru jumătatea nordică a Transilvaniei (*Gârbacea*, 1961; *Posea*, 1962; *Savu*, 1963), cât şi pentru partea sudică (*Posea*, 1969) (fig. 45). Iniţial evacuarea se făcea pe Someş (poarta Meseşului) şi probabil în romanian şi pe Olt, care drena inclusiv Târnava Mare (fig. 46).

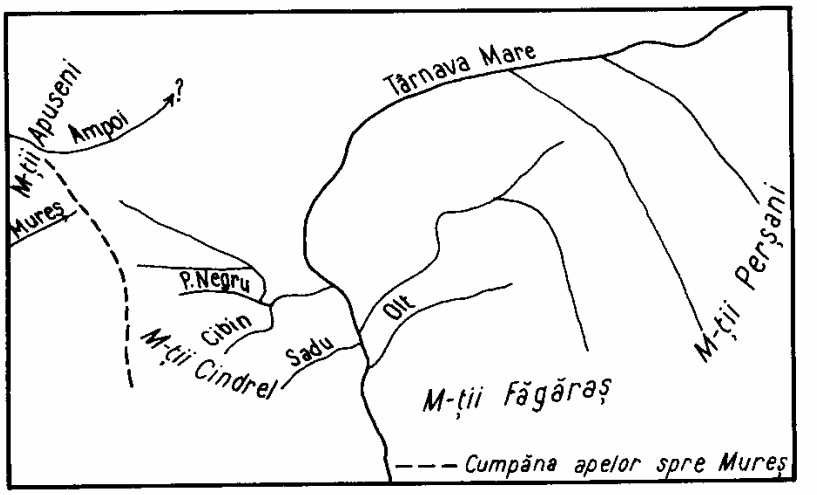


Fig. 46 – Situația probabilă a hidrografiei din sudul Transilvaniei la începutul levantinului

În munte faza piemonturilor coincide cu formarea umerilor superiori de vale şi a unor bazinete intramontane (exemplu cele din Vulcanicii Nordici – fig. 40), iar în podişurile Transilvaniei şi Moldovei se creează suprafaţa culmilor principale.

Faza II este mai mult de eroziune, dominant laterală. Piemonturile sunt afectate de înălţări, devin semipodişuri, hidrografia se fixează prin adâncire şi se formează *colectori importanţi* la contactul cu muntele, sau cel puţin piemonturile se detaşează de munte prin înşeuări largi. Se conturează depresiuni de eroziune şi largi culoare de contact. Fundul de atunci al acestora este reprezentat azi în Transilvania şi Moldova printr-un nivel de umeri situat deasupra teraselor. Nivelul corespunde cu cel inferior al umerilor carpatici, care este însă mult mai firav. Se pare că în această fază se formează prin captări şi unele din principalele văi transversale din Meridionali, Munţii Apuseni şi Banatului, folosind vechi denivelări tectonice. Între acestea, formarea Oltului, poate şi a Jiului, peste Meridionali, par ceva mai vechi, iar cea a Dunării este mai nouă. Acum pătrunde şi Mureşul în Transilvania (Posea, 1968, 1969), captând Sebeşul, Ampoiul şi Târnavele, formând Secaşul de Sebeş şi înaintând pe o axă centrală către vestul Transilvaniei. Siretul se alungeşte, se pare, până în Deltă (Dunărea nu se formase). Se fixează deci, prin remanieri, mai ales captări şi adaptări la structură, reţeaua din Transilvania, Subcarpaţi şi Moldova.

Etapa cuaternară sau a teraselor

Este postvillafranchiană ca vârstă şi se caracterizează prin: alungirea râurilor din dealuri cu înjghebarea unei reţele autohtone peste câmpiile nou născute; ridicarea în masă sau şi diferenţiată a munţilor, cu formarea podişurilor, Subcarpaţilor şi dealurilor în general, unde văile se adâncesc şi creează terase; în munţii cei mai înalţi au luat naştere şi văi glaciare, iar mai apoi lacuri glaciare; la sfârşitul etapei apar şi: delta, limanele, lagunele şi luncile actuale.

Evenimentele cele mai importante, care au impus aceste forme hidrografice sunt: continuarea înălţărilor, mai ales în postvillafranchian, cu precădere în faza pasadenă (mai

activă între glaciarele riss şi würm); oscilaţiile climatice între glaciar-periglaciar şi temperat; subsidenţele manifestate în câmpii, dar şi în unele depresiuni intramontane; oscilaţiile de nivel ale Mării Negre.

Văile din munte se adâncesc, căpătând formă de V ascuţit în partea lor inferioară. Cele mari, mai ales văile transversale, formează şi terase înguste uneori în rocă; în multe cazuri dau naştere la chei şi defilee, adesea epigenetice, în special pe marginea Munţilor Apuseni, dar şi în alte părţi montane şi mai ales submontane.

În podişurile nou create, inclusiv cele piemontane, ca şi în Subcarpaţi, în Dealurile Vestice şi în unele depresiuni intramontane se creează terase tot mai largi. În depresiunile subsidente intramontane (Braşov, Ciuc, Gheorgheni) apar terase numai pe unele porţiuni marginale, dar mai reduse ca număr şi sunt dominate de glacisuri marginale de eroziune; terasele de aici, ca şi din alte depresiuni situate în „spatele" munţilor (depresiunile Făgăraş, Sibiu, Copalnic ş.a.) sunt de natură dominant climatică, reduse la un număr de 1-3, rar mai multe pe porţiunile influenţate de ridicări montane.

În câmpii apar râuri pentru prima dată; mai întâi o reţea divagantă, cu captări şi schimbări specifice de cursuri. Pe măsura devenirii câmpiilor înalte, peste ele se impun râuri fixe, cu un număr redus de terase. În Câmpia de Vest coboară 4 terase din dealuri, care se pierd însă pe rând în glacisuri şi sub câmpiile subsidente. În Câmpia Română pătrunde Dunărea (la nivelul terasei 5, de 100-75 m) până la Olt (restul era lac), unde a format ulterior 5 terase; ea avansează apoi cu 4 terase până la Mostiştea, de unde, cu excepţia trasei 1, se pierd în Câmpia centrală a Bărăganului (la vest de Câmpul Hagieni). În restul câmpiei de la est de Argeş sunt numai trei terase pe latura nordică, coborâte din Subcarpaţi şi de pe Siret şi care se pierd pe rând în câmpiile subsidente.

O dată cu formarea Dunării peste Câmpia Română, fluviul ajungând la Marea Neagră numai în glaciarul würm, se unifică întreaga reţea hidrografică românească, într-un singur mare colector; **hidrografia devine dunăreană şi pontică**.

Ca *schimbări importante de cursuri*, în câmpie, se pot aminti: Dunărea se mută din centrul Bărăganului pe la est de Câmpul Hagieni (la contactul de falie cu Dobrogea); Râmnicul Sărat a curs succesiv peste limanele din stânga Buzăului; acesta din urmă a pornit iniţial pe valea Sărata, apoi pe văile Reviga (Căldăruşanca-Grindu-valea Reviga şi limanul Fundata), Strachina (Pogoanele-Griviţa-valea şi limanul Strachina), pe Călmăţui, după care a împrumutat un curs al Râmnicului Sărat. Schimbări importante de cursuri au avut loc şi în bazinele Argeş-Ialomiţa. Amintim şi Câmpia de Vest pentru următoarele schimbări de cursuri: Someşul şi Tisa au curs pe valea Ierului până la terasa I; Crasna a curs când pe Ier, când pe Someş; Crişurile au oscilat puternic pe câmpiile de subsidenţă; la fel Timişul şi Bega, Timişoara purtând numele Timişului; Mureşul a deviat între sud şi nord-vest, creând, oarecum pe rând, câmpiile piemontane Vinga, Nădlag, Jimbolia, Arad şi Aranca.

Tot în acest ultim timp s-au format şi lacurile de crov şi iazurile de tip mostişte sau colentină.

Pe platforma Mării Negre, în glaciarul würm (la minus 130 m) au fost create văile azi submerse ale Nistrului, Sf. Gheorghe (Dunărea), Casimcei, Techirghiolului şi Mangaliei. O dată cu *transgresiunile din postwürm* (neolitică – în optimum climatic) se formează un golf între Bugeacul basarabean şi Dobrogea, care ajungea până pe la Brăila. Dunărea şi râurile afluente din Câmpia Română de Est încep să-şi aluvioneze puternic albiile şi să le înalţe pentru a-şi echilibra profilele de curgere. Râurile mici, care nu cărau aluviuni şi nu au avut cu ce să-şi înalţe paturile de curgere, au fost barate la gură prin cordoane de nisip de către colectori şi transformate în limanuri fluviatile.

Acelaşi lucru s-a întâmplat cu văile mici care se varsă spre Marea Neagră, barate însă cu cordoane marine şi transformate în limanuri fluvio-marine, iar unele golfuri, în lagune. Fenomenul s-a întâmplat şi la Nistru, ca o dovadă că acesta nu cară aluviuni multe.

Regresiunea dacică (Banu, 1971), care a adus marea la minus 4 m (între jumătatea mileniului I î. Ch. şi jumătatea mileniului I), determină o oarecare adâncire a braţelor dunărene de atunci şi a altor văi, care printre altele se pare că au format ulterior porţiunile mai joase ale depresiunilor şi lacurilor din Deltă. Acum au fost construite porturile greceşti Histria-Calatis.

În fine, *transgresiunea valahă* (cam după anul 500) aduce marea la nivelul actual (transgresiunea continuă şi azi cu circa 2 mm/an). Se formează delta pe vechiul golf din nordul Dobrogei, continuă închiderea limanurilor, se nasc grindurile maritime, se închide laguna Rezelm-Sinoie, sunt înecate vechile porturi elene.

În timpul cuaternarului a avut loc şi o modificare a cumpenei de ape din Dobrogea, între cele dunărene şi pâraiele marine. Se ştie că fostul râu Carasu îşi avea izvorul foarte aproape de ţărmul mării şi mult mai la est de linia marilor înălţimi, care de obicei este şi cumpăna apelor. De aici, *C. Brătescu* a tras concluzia că Dobrogea era anterior mai înaltă către Marea Neagră şi mult mai întinsă către est. Ca urmare, râurile cele mai lungi s-au format către Dunăre. Ulterior, partea est-dobrogeană a început să coboare şi cumpăna apelor să se deplaseze către vest.

Concluzii. Traseele actuale ale reţelei hidrografice s-au format printr-o îndelungată evoluţie şi prefacere. Ca aspect general, ele au fost dictate de amplitudinile mişcărilor cu mare rază de curbură ale Carpaţilor. În amănunt însă, fixarea diferitelor trasee de văi a fost influenţată puternic, în toate etapele şi fazele, de structura geologică şi petrografică locală, descoperită de eroziune sau adusă la zi de înălţări; structura s-a impus mai ales în Carpaţi, în dealuri şi în podişuri. Clima a avut şi ea, periodic, o anumită dominanţă, în special în reţeaua piemontană. De asemenea, însăşi tectonica fundamentului a jucat, pe alocuri, oarecare rol, în fixarea unor văi şi aceasta, inclusiv în zonele de câmpie.

B. *Evoluţia principalelor văi carpatice*

Formarea reţelei de văi. Văile reprezintă *principala formă de fragmentare* organizată sistemic a Carpaţilor. Ele au o importanţă aparte pentru peisaj, pentru direcţionarea căilor de comunicaţii şi pentru „atragerea" aşezărilor. Reţeaua carpatică de văi îşi fixează *obârşiile* sub vârfurile masivelor muntoase şi sub aliniamentele marilor înălţimi (care formează de obicei şi cumpenele principale), de unde se dirijează, fie spre Transilvania, fie către exterior. Râurile versanţilor transilvani se unesc în colectori care străbat, prin văi transversale, Carpaţii, îndreptându-se apoi invariabil către Dunăre.

Dar, văile carpatice sunt aproape în totalitate mai vechi decât valea Dunării. Aceasta o dovedesc mai ales *profilele transversale* ale văilor îmbucate, tot mai largi în părţile superioare şi foarte înguste spre albie pe o amplitudine de numai 100-140 m (rar până la 260 m) unde există sau se puteau forma terase. În *profil longitudinal*, văile transversale se deosebesc de cele care se adâncesc pe o singură clină carpatică. Ultimele pot avea sectoare superioare suspendate, cu văi largi unde eroziunea în adâncime a perioadei cuaternare încă nu s-a propagat regresiv (exemplu, valea superioară a Prahovei). Umerii din profilul transversal reprezintă totodată resturi ale unor nivele sau suprafeţe de eroziune, începând în unele cazuri chiar cu suprafeţele culmilor medii.

Văile de ordinul 1-3 se dispun radial în jurul masivelor, sau şi paralel pe versanţii opuşi ai culmilor. Cele de ordin mai mare, *văile colectoare*, devin transversale, longitudinale, sau combinate, până la ieşirea din munte. Traseele acestora au urmat

adesea linii tectonice, structurale, aliniamente de roci mai moi, sau sensul de basculare al masivelor în fazele de înălțare, după care, destul de des, s-au adâncit epigenetic sau/şi antecedent. Alteori s-au extins prin captări.

În formarea şi evoluția traseelor de azi ale văilor montane se pot contura *cinci faze*[1]. Ele au fost impuse de ridicarea pe blocuri a pediplenei, de transgresiunea badeniană, regresiunea sarmațian superior-meoțiană, de transgresiunea ponțiană (vestică şi transilvană) şi de ridicările rhodano-valahice.

- Faza I se extinde din badenian până în sarmațianul mediu. Mişcările stirice şi moldavice schițează o bună parte din actualele culoare şi bazine tectonice spre care se dirijează râurile nou create. Devin importante trei nivele de bază (transilvan, panonic şi extracarpatic). Se conturează prima cumpănă principală carpatică. Bazinul transilvan comunică cu cel panonic pe Mureş şi pe Someş, dar în badenianul mediu avea deschideri, se pare, numai peste arhipelagul de la Curbură şi pe Olt (*M. Paucă*, 1967).

Din această fază se păstrează cele mai vechi urme de văi, în legătură cu suprafețele medii carpatice. Este vorba de valea Râul Şes din Godeanu (*Emm. de Martonne*, 1907, 1922), de scurgerile peste Munții Trascău (înainte de formarea Arieşului)[2], văile cu direcție nordică din masivele Gilău-Muntele Mare-Vlădeasa (Gh. Pop, 1957)[3], dar şi văile cu direcție est-vest, care străbat culmea Hențu-Meseş (Mărgăuța, Crişul Repede, Poicu, Ponița, Ragu)[4], văile din Munții Almăj–Bersu, Rudăria, Prigor (*Gr. Posea* şi colab.)[5]; pentru văile din Carpații Orientali, studiile au dovedit că Bistrița, în mod deosebit (*A. Nordon*, 1933, *M. David*, 1949, *I. Donisă*, 1965 ş.a. *op. cit*.), este cel puțin de vârstă sarmatică etc.

- Faza a doua (sarmațian superior-meoțian) se remarcă printr-o ridicare şi exondare a Transilvaniei şi a vestului (*M. Paucă*, 1957, *Gh. Pop*, 1957, *Gr. Posea*, 1962). Văile carpatice se alungesc peste Transilvania, peste nordul Moldovei, Mureşul curgea spre Bega etc. În munte are loc o adâncire a văilor urmată de o lărgire puternică şi unele schimbări reduse de direcție.
- Faza a treia e marcată de scufundările din ponțian ce au loc în vest şi în Transilvania, unde transgresiunea duce la *fosilizarea văilor*.
- Faza a patra începe cu retragerea ponțianului (mişcările rhodanice) care, după urmele suprafețelor de nivelare existente în sud-vestul Transilvaniei (Gr. Posea, 1969), pare a se fi făcut pe Someş (nu şi pe Mureş). Se realizează o *hidrografie centripetă transilvană*, apare Mureşul pe sub Munții Zarandului, Buzăul avea izvoare în Baraolt etc. Începe apoi un *lanț al captărilor*, când se formează Oltul peste Meridionali, Mureşul pătrunde în Transilvania, se declanşează scufundarea Depresiunii Braşovului, ce impune

---

[1] Gr. Posea, (1969) – *Caracterele generale şi etapele de evoluție ale reliefului de văi din România. Probleme de geomorfologia României*, vol. I, (1962), Universitatea din Bucureşti; *Relieful României*, 1974 (*Etapele de evoluție ale rețelei de văi din România*); *Geografia României*, I, (1983) (*Formarea rețelei de văi*, p. 145).

[2] R. Ficheux (1940), *Les Monts de Trascău*. „Bull. Assoc. Géogr.", Fr., nr. 125, Paris; N. Popp (1936), Congresul profesorilor de geografie ținut la Abrud. B.S.R.G., 55 şi (1938) Congresul profesorilor de geografie ținut la Alba Iulia. B.S.R.G., 57; I. Popescu Argeşel (1977), *Munții Trăscăului*.

[3] *Contribuții la stabilirea vârstei şi condițiilor morfoclimatice în geneza suprafeței de eroziune Mărişel* ...„S.C.G.G.", fil. Cluj, Acad. Rom. , VIII, 3-4.

[4] Posea Gr. (1962), *Aspecte de relief din jurul Clujului*, „Analele Universității Bucureşti", nr. 32, seria geol.-geogr.

[5] *Observații geomorfologice asupra defileului Dunării*, „Analele Universității Bucureşti, seria geol.-geogr.", nr. 37, 1963.

închegarea unui Olt superior, mutarea cumpenei apelor şi închegarea unei hidrografii transversal-antecedentă peste Curbură. Faza se încheie cu formarea unor văi largi racordabile în exterior (şi în Depresiunea Braşovului) cu piemonturi (romaniene sau/şi villafranchiene). În defileul Porţile de Fier curgea un râu invers decât Dunărea.

- Faza a cincea marchează *adâncirea tuturor văilor carpatice*, pe alocuri cu formarea de terase, dar în general se rămâne la un profil transversal îngust. Acum se realizează şi Dunărea, prin captare peste cumpăna de la Porţile de Fier.

Evoluţia generală a câtorva văi carpatice (captare, antecedenţă, epigeneză). Evoluţia multora dintre văile carpatice este atât de interesantă şi de complexă încât a atras un număr extrem de mare de cercetători străini şi români, geografi şi geologi. Începând cu *K. Peters* (1876), *Lehmann*, *Inkei*, *Mrazec, Cvijič*, *Emm. de Martonne*[6] şi *Vâlsan*[7] şi continuând cu multitudinea de cercetări redeschise de *D. Burileanu*[8] (1943), numărul celor care s-au ocupat de această problemă se ridică la câteva zeci. Au fost realizate şi o serie de generalizări, pe segmente montane sau pe total, între care citǎm: *Emm. de Martonne* (1906-1907) pentru Meridionali, *Gr. Posea* pentru toţi Carpaţii[9], *N. Orghidan* pentru toţi Carpaţii[10], *I. Donisă* şi colab. pentru Carpaţii Orientali[11] ş.a.

O concluzie generală care s-a degajat din studiile făcute este aceea că în Carpaţii Orientali şi la Curbură văile transversale sunt în principal antecedente, pe când în restul Carpaţilor (dominaţi de masive-bloc de tip hercinic) aceste văi s-au închegat prin captări (vezi explicaţiile la *Gr. Posea*, 1967). Dar, după executarea unor captări, masivele limitrofe au suferit uneori reînălţări, văile respective adâncindu-se în continuare antecedent. Aşa este cazul Oltului, Jiului etc. De asemenea, anumite sectoare de văi, de obicei restrânse, s-au încastrat peste bare sau insule de roci dure prin supraimpunerea cursurilor iniţiale formate peste rocile moi acoperitoare (văi epigenetice) şi care au fost ulterior îndepărtate prin eroziune diferenţială. Sunt tipice cheile de pe marginile Apusenilor (Cheile Turzii pe Hăjdate, Cheile de la Buru pe Arieş, Râmeţilor pe Geoagiu etc.), dar astfel de sectoare se găsesc în toţi Carpaţii. Şi în aceste cazuri au fost posibile înălţări post-epigenetice, ca de exemplu în Munţii Meseş (văile Poicu, Ponița ş.a.), forţând şi o adâncire antecedentă.

Defileul Dunării, cel mai lung din Europa, a suscitat cele mai multe discuţii, în sensul dacă s-a format prin captare sau prin antecedenţă. Ca şi în cazul tuturor culoarelor transversale peste Meridionali, Munţii Banatului şi Apuseni, predispoziţia tectonică este un fapt sigur şi la Dunăre. Mărturie stau depresiunile tectonice schiţate din helveţian şi acoperite cu sedimente badenian-sarmatice. Dar acest culoar marin se continua peste Bahna-Baia de Aramă şi nu către Turnu Severin (vezi argumentele geologice), iar o dată cu eliminarea apelor marine, râurile instalate puteau curge în ambele direcţii (spre Panonia sau Baia de Aramă), sau numai către una singură, dar în nici un caz spre Turnu

[6] 1906-1907 op. cit.; vezi şi bibliografia din traducerea făcută în 1981 (*Lucrări geografice despre România*, vol. I, Editura Academiei).

[7] *Asupra trecerii Dunării prin Porţile de Fier*. „B.S.R.G."

[8] *Problemele defileului Jiului*. „Rev. geol. rom.", IV, f. 1-2.

[9] *Antecedenţă şi captare la văile transversale carpatice*. În *Lucr. Şt., A, Oradea*,1967.

[10] *Văile transversale din România*. *Studii geomorfologice*, Editura Academiei, 1969.

[11] *Etapele evoluţiei reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali,* în *Realizări în geografia României*. Editura Ştiinţifică, 1973.

Severin. O sinteză a studiilor şi ipotezelor a fost făcută de Gr. Posea şi colab. (1969), ca urmare a unor cercetări şi cartări amănunţite efectuate anterior[12].

În continuare vom face o descriere succintă a dezvoltării principalelor văi carpatice, cu scopul mai mult de a arăta felul cum au evoluat cercetările şi ideile asupra formării lor. Aparte şi mai detaliat expunem Defileul Dunării şi Dunărea (la Evoluţia hidrografiei Câmpiei Române) până la mare, atât pentru importanţa sa, ca arteră principală, cât şi din motive metodologice, încercând o redare critică a principalei bibliografii şi o confruntare prin cercetări proprii.

Văile din Carpaţii flişului

Pentru Carpaţii flişului (Orientali şi Curbură), mai ales pe clina lor exterioară, principalele văi care ridică probleme deosebite, de evoluţie, şi asupra cărora s-au emis păreri contradictorii sunt: *valea Bistriţei* şi *valea Buzăului*. Pentru evoluţia generală merită să fie adăugate şi *valea Moldovei*, văile *Bâsca Mare* şi *Mică*, *Prahova*, *Dâmboviţa* ş.a., întrucât aduc lămuriri suplimentare. Nu le vom trata însă pe toate.

Valea Bistriţei

S. Atanasiu (1899) a admis formarea ei prin captare în zona defileului Toancelor (Zugreni). El consideră că drumul apelor bucovinene, care izvorau din cristalin (mai ales Bistriţa moldovenească) şi curgeau spre Transilvania, a fost barat o dată cu erupţiile principale din Căliman. În felul acesta s-a favorizat captarea multora dintre ele de către râuri moldovene[13]. Pe baza analizei suprafeţelor de eroziune şi respectiv a continuităţii lor (şi înclinării lor spre est sau sud-est) *A. Nordon* (1933), *V. Mihăilescu* (1944) şi *M. David* (1949) documentează antecedenţa acestei văi.

Astfel, *A. Nordon* (p. 558), vorbind de suprafaţa ponţiană, arată că se întinde sub formă de umeri şi de culoare în lungul Bistriţei şi se dezvoltă larg în bazinul Vatra Dornei (1000-950 m), iar „platforma" Bârgăului constituie o anexă a acesteia. Mai mult, el arată că în defileul de gnaise al Toancelor există chiar şi suprafeţele anterioare acesteia.

În 1921, *de Martonne* pune problema Bistriţei, oscilând în a preciza dacă este vorba de o captare. În 1931 este totuşi de părere că cheile de la Toance s-au format printr-o captare cauzată de venirile lavelor din Căliman care au răsturnat drenajul (aprecierea o face însă, de data aceasta, de la distanţa Parisului).

V. Gârbacea (1901) aduce noi argumente, de pe latura transilvăneană, arătând că, dacă o asemenea Bistriţă s-ar fi scurs spre vest aceasta se putea face numai la nivelul de 1000-1100 m al Bârgăului. Acest nivel domină însă dealurile Bistriţei şi „platforma" Năsăudului. *V. Gârbacea* socoteşte că nivelul de 1000-1100 m din Bârgău este mai vechi decât ultimele două unităţi citate (contrar lui *Sârcu* ce îl consideră levantin-cuaternar). Or, după *S. Atanasiu* captarea, la Toance, s-a produs la sfârşitul miocenului când erupţiile andezitelor cu amfibol au dat naştere craterului central al Călimanului. Ca urmare, este imposibil să mai fie găsite urmele unei vechi reţele îndreptate spre Transilvania, din

[12] Posea Gr. şi colab. (1963), *Observaţii geomorfologice asupra Defileului Dunării*. „Analele Universităţii Bucureşti, geol.-geogr.", XII, 37; Posea Gr. (1964), *Defileul Dunării*. „Natura, ser. geol.-geogr.", XVI, nr. 1; Popescu N. (1966), *Observaţii geomorfologice asupra Depresiunii Ogradena-Bahna*. „Analele Universităţii Bucureşti, geol.-geogr.", XV, 1.

[13] Cu toate acestea Mrezec, în 1899, scrie că a aflat de o lucrare a lui *S. Atanasiu*, desigur nepublicată, după care „valea Bistriţei (Moldova de sus) ar fi o vale transversală antecedentă" („Anuarul Muz. de Geol. şi Paleon.", 1896, p. 48).

moment ce nivelele păstrate aici sunt numai cele de sub 1000-1100 m. Totodată, este explicată şi lărgirea deosebită a Bistriţei ardelene, în Depresiunea Bârgae, care depăşeşte de 8-10 ori valea Someşului Mare sau pe cea a Mureşului. Nu este vorba aici de vechea vale moştenită ci de fâşia de formaţiuni noi, badeniene, suprapuse tufului de Dej, ce determină apariţia unui lanţ de depresiuni, formate la nivelul teraselor (p. 211).

Totuşi, în 1965 (Hidrobiologia, 6), *T. Naum* reia problema captării, admiţând că suprafaţa sarmaţiană şi cea ponţiană înclină spre sud şi vest (invers decât la ceilalţi autori) şi, admiţând totodată o fază de lac ce a persistat în Depresiunea Dornei până la începutul dacianului. Bistriţa ar fi trecut peste Toance, printr-o deversare, numai în dacian când formează marmite la baza cascadei. De ce deversarea se face numai în dacian, precum şi celelalte fapte admise, ni se par a necesita explicaţii.

Mai recent, *I. Donisă* (1965, 1966) documentează antecedenţa arătând că Bistriţa a existat, într-o formă apropiată de cea de azi, încă din sarmaţianul mediu. El aduce în plus agrumente petrografice: în delta ce se construia în amunte de Bacău, în terasele Bistriţei şi în piemontul precarpatic situat imediat la nord de Putna vrânceană există pietrişuri cristaline aduse din bazinul superior al Bistriţei.

Luând Bistriţa ca vale tipică în acest sens şi gândindu-ne la structura geologică a acestor Carpaţi şi la evoluţia mişcărilor lor de înălţare, antecedenţele apar ca normale. Fâşia cristalină situată în marginea vestică a fost prima care s-a înălţat şi pe care s-a instalat o reţea hidrografică. Fâşiile de fliş din est s-au adăugat şi s-au înălţat una după alta, rămânând mereu mai joase şi atrăgând o lungire continuă a văilor dinspre vest către Podişul Moldovei. Desigur, vechimea văilor Carpaţilor Răsăriteni cristalini şi alungirea lor spre est, impuneau, uneori şi împingeri regresive ale izvoarelor, dar aceasta în special în mod frontal (nu de flanc) şi, în general, *în interiorul* vechiului bazin din cristalin şi nu dinspre fliş peste cristalin. Aceasta, pentru prima generaţie de văi, situate pe cristalin, cum este Bistriţa, pe când unele văi din generaţii mai noi formate ulterior chiar pe fliş puteau să înainteze regresiv şi pe cristalinul peneplenat, dar, în genere, înaintarea se făcea tot frontal. Poate tocmai în acest fel s-ar putea explica şi extinderea bazinului râului *Moldova* peste cristalin, numai după sarmaţian (*N. Barbu şi colab.*, 1964). (Prundişurile din vf. Ciungilor, considerate ca o deltă sarmatică a Moldovei, nu conţin şisturi cloritoase sau sericitoase ci numai roci de fliş şi roci ale chiuvetei mezozoice; în albia majoră actuală există însă şisturi).

Aşadar, un fapt constant pentru Carpaţii Răsăriteni este acela că linia ridicărilor maxime a lor s-a fixat, etapă după etapă, imediat lângă marginea transilvăneană, ceea ce a favorizat şi fixarea izvoarelor văilor moldovene la această margine. Pe de altă parte, nivelul de bază local din exteriorul Carpaţilor a fost, în trecut, mai jos sau cel mult egal cu cel din Transilvania. Oarecare excepţie s-a făcut în regiunea depresiunilor Bilbor, Borsec şi Drăgoiasa, captate într-adevăr mai târziu datorită şi vulcanismului. Aceste depresiuni erau ocupate, în dacian, se pare, de lacuri separate (*Atanasiu I.*, *Lobonţiu E.*, 1962) sau de marginea răsăriteană a lacului transilvănean (*N. Pion, D. Istocescu*, 1965). În pliocenul superior ele sunt captate în favoarea Bistriţei (*I. Donisă*, 1966).

Valea Buzăului

Valea Buzăului este şi mai elocventă pentru argumentarea generalizării fenomenului de antecedenţă în Carpaţii Răsăriteni. *Schilling Gabor* (1910) este primul ce se ocupă în amănunt de formarea acestei văi, admiţând o captare dinspre Muntenia. Cauza acestei captări o pune pe seama cantităţii diferite de precipitaţii, de pe cei doi versanţi. Mai târziu, *A. Nordon* (1933, p. 560, 562), fără să intre în amănunt, arată că suprafeţele de eroziune din lungul văii (mai ales cea ponţiană şi daciană) sunt bombate pe centrul muntelui, indicând antecedenţa Buzăului. *Orghidan* (1939) este şi el de părerea

antecedenței, aducând şi un nou amănunt, că Râul Negru ar fi fost afluent al Buzăului, ulterior captat de Olt.

Gr. Posea şi *V. Gârbacea* (1958) şi *Gr. Posea* (1967-1971) adaugă aspecte noi, arătând că Pârâul Negru actual nu putea fi afluent al Buzăului şi că, numai urmărind evoluția paleogeografică a ansamblului zonei de curbură putem înțelege exact evoluția Buzăului. Adăugând la Buzău şi văile *Bâsca Mare*, *Bâsca Mică* şi *Prahova* se observă cum izvoarele lor depăşesc cu mult linia marilor înălțimi, Bâsca Mare ajungând până la 5 km de localitatea Covasna. Dacă pe Buzău, există mica depresiune de la Întorsură unde ar putea fi admisă o captare de flanc, ce ar explica înaintarea văii peste linia marilor înălțimi, la Prahova sau Bâsca un asemenea fenomen este exclus[14]. Este ştiut că Depresiunea Bârsei s-a format numai în dacian-romanian, ca urmare a unei scufundări, aici, a regiunii Curburii, care îşi pierde astfel vechea sa unitate morfologică cu arealul Baraolt-Bodoc-Nemira. Cele patru văi amintite indică, prin poziția izvoarelor lor, că masivul vechi, unitar, al Curburii, avea şi o hidrografie unitară (fig. 47 a). Ea pornea dinspre cristalinul Perşanilor şi rama nordică a depresiunii Bârsei, către sud; ca văi colectoare funcționau mai ales Prahova, Buzăul şi cele două Bâşte, poate şi Dâmbovicioara şi o vale vrânceană. Scufundarea depresiunii Braşov a rupt această rețea de văi. Fragmentele lor, mai ales cele rămase la sud de depresiunea în scufundare, au continuat direcția veche de scurgere. În timpul ridicărilor, accentuate în romanian şi cuaternar, ale arcului Curburii (Bucegi, Ciucaş, Siriu, Penteleu, Vrancea), crâmpeele acestea au rezistat antecedent (fig. 47 b).

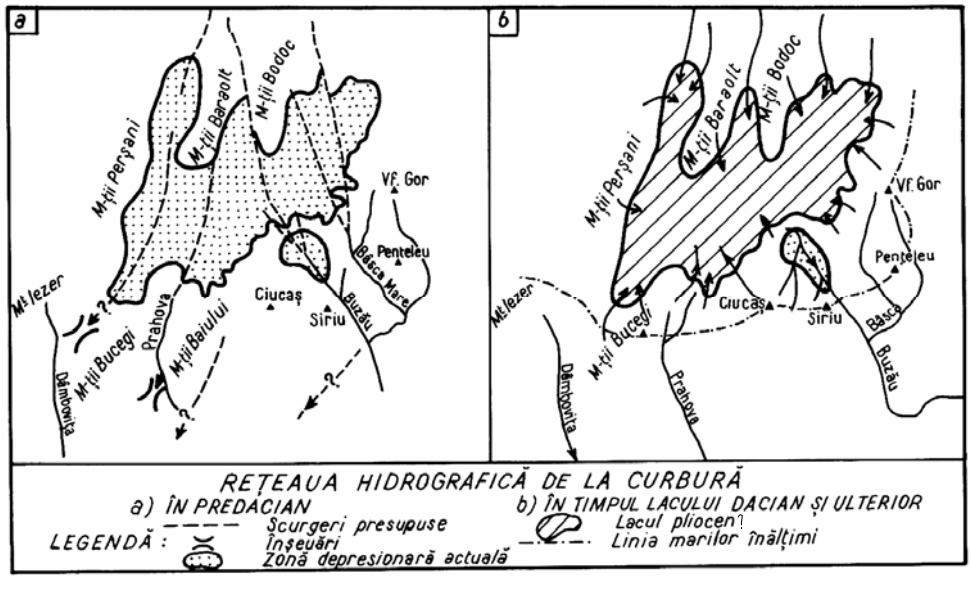


Fig. 47 – Evoluția rețelei hidrografice la Curbura Carpaților
(Lacul dacian din fig. b este nesigur)

[14] Unele captări amintite de *Vâlsan* pentru Prahova (1939) nu exclud continuitatea scurgerilor dinspre nord spre sud. De asemenea, lacul presupus de *Patrulius* (citat de Neamu) în jurul Predealului conform urmelor de argile şi pietrişuri, cartate de Jekelius (1938) şi socotite levantin superioare-cuaternar inferior, nu schimbă problemele unei scurgeri inițiale spre sud.

O explicație în plus cere numai *izvorul Buzăului* sau mai precis întorsura sa de peste 90^0. În principal este vorba de un fost afluent de dreapta al Buzăului care a devenit izvor al său numai după scufundarea depresiunii Bârsei. Desigur, ulterior, conform condițiilor locale, acest afluent şi zona sa de confluență cu Buzăul au suferit o serie de deplasări şi chiar remanieri, în principal însă el rămâne un fost afluent.

Antecedența a fost confirmată şi de *M. Ielenicz* (1973, 1984), atât pentru Buzău, cât şi pentru Bâsca Mare şi Mică. Buzăul a avut o evoluție aparte şi în Subcarpați (fig. 48).

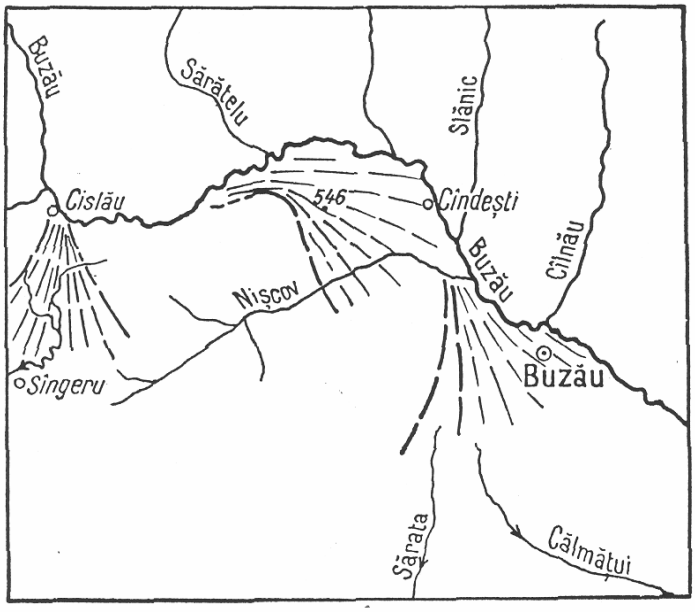


Fig. 48 – Conurile succesive ale Buzăului subcarpatic (după Gr. Posea)

Cu Buzăul, Bâsca şi Prahova rezultă şi mai clar modul de închegare al văilor Carpaților flişului, începând dinspre marginea transilvană[15], apoi alungirea lor treptată spre exterior şi totodată menținerea acestora prin *antecedență*.

Izvoarele râurilor de la Curbură sunt însă azi atacate dinspre Transilvania, dar acest fenomen a început numai o dată cu formarea depresiunii Braşovului (vezi de exemplu Timişul care captează Prahova).

La văile indicate mai sus se adaugă, tot ca văi transversale, şi văile *Bicaz*, *Trotuş* şi *Oituz* care depăşesc, de asemenea, linia marilor înălțimi. La fel se întâmplă cu Dâmbovița mai ales prin *Dâmbovicioara* ce-şi are izvorul aproape de Depresiunea Braşov. Mai este de amintit că Prahova a curs altădată de la Sinaia peste Păduchiosu către Ialomița (*G. Vâlsan*), *Doftana* peste Secăria către Comarnic (*Armaş*, 1999), dar Buzăul nu a curs, cum se credea, peste înşeuarea de la Cislău spre Cricovul Sărat, ci un izvor al Cricovului era afluent al Buzăului (*Posea*, 1967, 1971).

• O problemă aparte o pun **văile care traversează masivele din sudul Munților Făgăraş** – *Topologul* (între Poiana Spinului şi Frunți), *Argeşul* (între Frunți şi Ghițu), Vâlsanul (la est de Frunți), dar nu şi *Râul Doamnei* (la est de localitatea Nucşoara). Având

[15] *I. Gherman* şi *A. Damian* confirmă că: „Prezența andezitelor în conglomeratele meoțiene din Subcarpații Răsăriteni, arată că la începutul meoțianului exista posibilitatea transportului de materiale din lanțul eruptiv Harghita spre bazinul sedimentar din exteriorul Carpaților". Revista *Petrol şi gaze*, nr. 5, 1968, p. 269 (Relațiile dintre sarmațian şi meoțian între văile Râmnicului Sărat şi Slănicul Buzăului).

în vedere sedimentarul din nordul acestei fâşii de masive cristaline, inclusiv cele burdigalian-helveţiene (conglomerate, gresii, marne, nisipuri), rezultă clar că aceste văi s-au impus epigenetic peste masivele respective. Sedimentele care au acoperit iniţial şi aceste masive ţineau de Depresiunea Getică.

Văile carpatice transversale din vest (Olt-Maramureş)

Acestea s-au format, în principal, prin *captări*, cu excepţia Tisei. Ele au folosit traseele de discontinuitate şi minimă rezistenţă dintre blocurile muntoase; alteori ele au redus, prin eroziune, la început regresivă, pragurile ce despărţeau compartimentele mai coborâte transformând acele discontinuităţi, prin eroziune laterală, în culoare largi; în sfârşit, în alte cazuri, pragurile care apar azi ca separând compartimente de vale au fost scoase la zi numai ulterior, o dată cu adâncirea văilor şi golirea sedimentelor mai noi; şi aceste praguri, în cele mai multe cazuri, au făcut ca văile să devină când parţial transversale, când total transversale (prin captări, dar uneori şi prin *epigeneză*).

Valea Oltului

Valea Oltului poate fi cuprinsă şi în cadrul răsăritean al văilor antecedente, mai puţin însă defileul Turnu Roşu-Cozia. *Emm. de Martonne* este primul ce se ocupă în amănunt şi în ansamblu de evoluţia morfologică a defileului. Tot la el se poate întâlni şi istoricul cercetărilor anterioare. Citǎm pe *Reclus* care admite formarea defileului prin golirea succesivă a lacurilor Făgăraş, Bârsei şi Ciuc; *Lehmann* presupune o falie, ca şi pentru Jiu; *Inkey* crede într-o fractură de suprafaţă ce a facilitat eroziunea iniţială, dar admite şi o captare dinspre Muntenia. *Rehmann* este tot pentru o explicaţie tectonică, presupunând şi o scurgere peste înşeuarea de la Vlădeni (între depresiunile Bârsa şi Făgăraş). *Murgoci*, negăsind urmele unei falii, este de părere că Oltul, ca şi Jiul s-a instalat iniţial pe o ondulare transversală a pânzei de şariaj.

De Martonne (1907), studiind în mod amănunţit regiunea, găseşte urme „evidente" ale unor scurgeri contrare în defileu, dintre care una spre nord (p. 219); în pliocen, după el are loc o *captare spre sud.* Cauza principală a captării este scufundarea părţii joase a Munteniei (nu a zonei subcarpatice, ca la Jiu ci mult mai la sud şi sud-est) în acelaşi timp cu ridicările din regiunea Transilvaniei, antrenată de ridicările generale carpatice. La această cauză, autorul admite, încă de la început, şi preexistenţa unei zone mai joase pe defileu ce marchează fie o veche trecere fluviatilă peste Carpaţi, fie cel puţin o zonă unde eroziunea redusese de mult linia de cumpănă; marea expansiune a flişului între Brezoi şi Titeşti este o dovadă că aici exista demult o depresiune orografică (p. 219). Cumpăna apelor era situată, după *de Martonne*, imediat la sud de gura Lotrului care se vărsa către Transilvania, dar care a fost primul captat spre Muntenia (fig. 49 b).

Mai târziu, *Popescu Voiteşti* (1918) este de acord cu captarea, consideră însă că Lotrul se vărsa iniţial spre sud, deci mută cumpăna de ape mai la nord decât *de Martonne*.

I. Rodeanu (1926), argumentând scurgerea veche a Târnavei către Olt, ridică oarecum şi problema antecedenţei Oltului. *V. Mihăilescu* (1965) susţine părerea că Oltul este antecedent, format pe o lăsare axială, confirmată de studiile geologului *Ghica-Budeşti* (1934). *V. Mihăilescu* consideră că valea transversală s-a putut forma chiar în miocen, în timpul suprafeţei Râu-Şes. Formaţiunile ponţiene existente în zona Ţării Făgăraşului par însă a se opune unei vechimi aşa de mari a unui Olt antecedent. *Gr. Posea* (1968, 1969) aduce noi argumente, deşi indirecte, în favoarea antecedenţei dar numai *post-ponţiene*. Este vorba de pătrunderea Mureşului în Bazinul Transilvaniei mult mai târziu decât formarea Oltului. *N. Popescu* (1972) cartează nivelele şi terasele din defileu, accentuează rolul unei falii nord-sud şi deformarea suprafeţei de ± 1000 m (până în dreptul Câinenilor) şi a nivelelor de 650-800 m şi 550-600 m (până în dreptul munţilor Cozia-Năruţiu, dar extinse pe tot defileul). El crede că admiterea unui culoar miocen folosit ulterior de Olt ar uşura explicaţia văii, dar în sarmaţian se forma totuşi un piemont către Transilvania; de aceea Oltul poate că s-a format în timpul Gornoviţei.

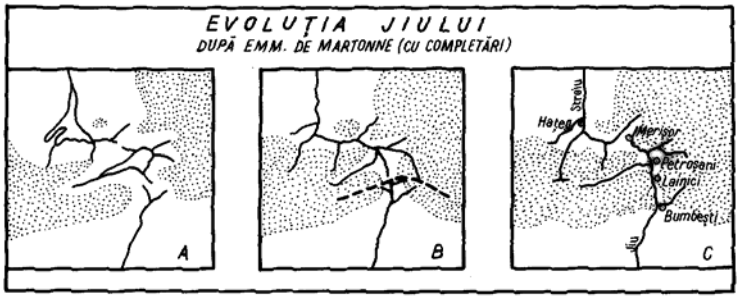


Fig. 49 a - Evoluția Jiului în Defileu

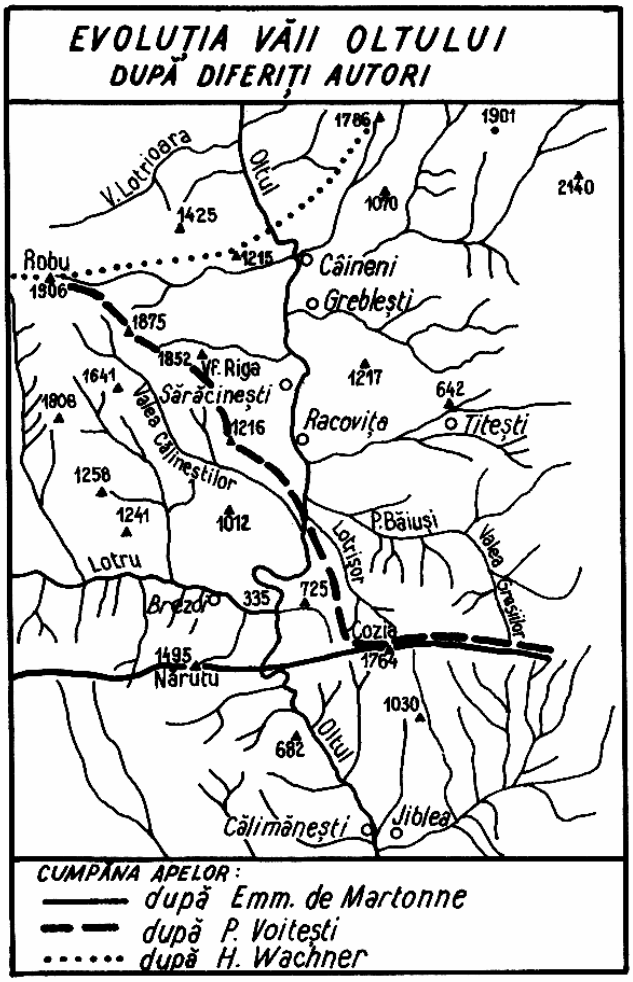


Fig. 49b – Evoluția Văii Oltului în Defileul Turnu Roşu – Cozia
(după diferiți autori)

Desigur, aspectele tectonice, în special sub formă de lăsări axiale, dar şi de falie, au condiționat în mare măsură fixarea Oltului pe locul respectiv ca vale transversală. Argumentele aduse însă de către *de Martonne* şi *Voiteşti* în favoarea unei scurgeri mai vechi şi spre nord, peste o jumătate din acest culoar căzut, nu par de înlăturat. Numai timpul acestei captări necesită o împingere înapoi. Pentru *etapa ponțiană* a căror formațiuni se sprijină pe rama muntoasă a munților Cibin şi Făgăraş, o asemenea scurgere (spre nord) apare aproape ca obligatorie (fig. 45); această etapă trebuie pusă în legătură şi cu acel culoar de eroziune amintit de *Emm. de Martonne*, ce se deschide spre Transilvania şi care ar fi echivalentul Gornoviței (suprafața de bordură). Cu *dacianul*, când lacul se restrânge, după unele observații geologice (Mirecea Ilie), pe centrul Transilvaniei, problema formării unui Olt unitar, *prin captare*, se poate deja pune. În romanian existența unui asemenea Olt poate fi socotită ca sigură, el drenând, aproape toată partea sudică a bazinului transilvănean. Mişcările principale de înălțare ale Carpaților şi Transilvaniei, de la sfârşitul romanianului şi începutul cuaternarului, l-au surprins şi l-au obligat să se adâncească *antecedent* pe actualul traseu.

Valea Oltului apare deci, în stadiul actual al cunoştințelor, ca *o tranziție* între văile sectorului răsăritean, de tip antecedent şi cel vestic, unde domină văile formate prin captare.

Valea Jiului

Şi asupra acestei văi s-au emis multe păreri, dar studiată amplu n-a fost decât de *Emm. de Martonne* (1899, 1907) şi în parte de *Burileanu*. Mai înainte sunt de amintit părerile lui *Rehmann* (Jiul instalat pe o falie), Inkei (captare), *Mrazec* şi Murgoci (Jiul instalat pe o cută transversală a pânzei de şariaj, deci antecedent).

Emm. de Martonne (1899) reconstituie trei mari faze în evoluția Jiului: a) un Jiu vechi, probabil format chiar în pre-miocen, cu o scurgere spre sud, deci antecedent, stabilit într-o cută transversală a pânzei Getice[16]; b) o înălțare dinspre marginea sudică a suprafeței Râu-Şes duce la formarea a *două Jiuri pliocene*, depresiunea Petroşani fiind drenată peste înşeuarea de la Merişor către Haţeg (fig. 49 a); c) în romanianul superior are loc o captare cauzată de lăsările de la Tg. Jiu şi de înălțările depresiunii Petroşani şi Haţeg. Argumentate rămân numai ultimele două faze.

D. Burileanu (1942, 1943) reia unele aspecte ale văii Jiului, dar pe plan mai îngust, numai pentru defileu. Urmărit de ideea mai generală a raporturilor dintre văi şi structură (legătura dintre văile principale şi structura inițială de suprafață şi legătura dintre văile secundare şi structura actuală vizibilă), studiată inițial pentru Alpi (*M. Lugeon*, 1901; *Emm. de Martonne*, 1898) şi aplicată la noi de *Murgoci* (1905) şi mai ales de *D. Burileanu* (1941), autorul pare a avea unele rețineri în ceea ce priveşte formarea Jiului prin captare. Nici o dată însă nu s-a exprimat direct pentru antecedență. Ba din contră, citățm: „… autorul se alătură opiniei D-lui Emm. de Martonne asupra unui vechi drenaj al Jiului în mio-pliocen prin aşa-numita înşeuare de la Merişor (dovadă aluviunile foarte remaniate de origine străină care se găsesc acolo sus), dar se menține în rezervă în ceea ce priveşte extinderea nivelului pliocen de ± 750 m din interiorul cheii" (1945, p. 40). Mai citățm, de asemenea: „Faptul constatat şi de noi pe susmenționa şa de la Merişor, a aluviunilor vechi, originare din Munții Vulcanului sau cei ai Parângului (şisturi cristaline de tip autohton-danubian şi roci sedimentare variind din trias şi chiar din permian până în titonic şi chiar cretacic inferior), în contrast evident cu ținutul înconjurător format din roci

[16] Acest Jiu este presupus în 1899 (*Sur l'histoire de la vallée de Jiu*. C.R. de Sc de l'Acad. Paris), dar în 1907 revine, arătând că este imposibil de argumentat şi de aceea rămâne ipotetic (p. 208).

de alt facies (micaşisturi de tip getic cu sedimentar de preferinţă calcaros titonic-necomian), constituie un argument de prim ordin în favoarea presupusului curs sud-nord al Jiului premiocen" (1943, p. 34). Ultimul cuvânt „premiocen", pare a fi o greşeală, deoarece mai departe vorbeşte de faptul că de Martonne datează acele pietrişuri ca levantin-superior, iar Burileanu însuşi când „dă înapoi în timp vârsta defileului cât şi a captării" (p. 37), o fixează ca fiind prepliocenă sau cel puţin pliocen inferior (p. 35).

În ceea ce priveşte meandrele „încătuşate" ale Jiului, deşi invocate de *Burileanu*, ele nu au fost socotite ca argument pentru antecedenţă. Amintim că la Jiu, meandrele sunt localizate şi încătuşate numai de la nivelul umerilor de vale în jos (nivelul piemontului Getic) şi nu pe toată înălţimea defileului (sunt meandre autogene). Aceasta dovedeşte, nu o moştenire epigenetică, ci formarea lor ulterioară unor profile dinamice de echilibru. Coincidenţa pantei longitudinale din defileu (măsurată pe meandre) cu cea din Piemontul Getic, amintită de *Burileanu* (1942, p. 458), constituie o dovadă a atingerii acestui stadiu de echilibru în perioada preîncătuşării. De altfel, în general, meandrele încătuşate nu mai sunt azi explicate exclusiv prin epigeneză (vezi de exemplu *Gr. Posea şi colab.*, 1963, p. 44-45, şi Posea şi colab. 1970, p. 237). De aceea credem că argumentul „meandrelor adâncite, care pot fi explicate prin mecanismul captării", amintit de *V. Mihăilescu* (1965, p. 11) şi plauzibil la vremea sa, nu mai poate fi susţinut în sprijinul antecedenţei Jiului.

Personal am crezut în antecedenţa acestei văi, până când, într-o excursie, am putut observa (de la nivelul suprafeţei Râu-Şes şi Gornoviţa, de pe dreapta Jiului, imediat deasupra Livezenilor) fazele de întoarcere a văii *Polatiştea*, prima vale din depresiunea Petroşani ce a fost captată spre Oltenia. *Orghidan* (1969) şi *Niculescu* (1993) susţin totuşi antecedenţa.

Valea Nerei

Valea Nerei, socotită ca transversală în porţiunea defileului adâncit în Munţii Locvei, este în primul rând *epigenetică* şi în mai mică măsură şi *antecedentă*. Vechiul curs, presupus de *G. Vergez-Tricom*, din Bozovici direct spre Liubcova, întrerupt de o captare, a fost infirmat (*Gr. Posea* şi *V. Gârbacea*, 1961, p. 47; *Gr. Posea şi colab.*, 1963). Înşeuarea amintită de autoarea franceză este în fapt un rest de vale mult mai veche ca Nera (Răchita) şi care şi-a păstrat aici vechea direcţie de scurgere, adică spre Nera, rezistând antecedent mişcărilor de basculă şi de înălţare ale horstului Almăjului (similare sunt şi văile Bersu şi Rudăria). În ce priveşte porţiunea defileului Nerei, două fapte susţin *epigeneza şi antecedenţa*; pietrişurile de pe platoul Cărbunari amintite de *J. Böckh*, (1912), cât şi de unele meandre (nu toate) a căror încătuşare poate fi urmărită de la nivelul platoului.

Izvoarele Nerei, în schimb, au fost şi sunt sediul unor *captări* (fig. 50). Pragul ce desparte depresiunea Bozovici de cea a Mehadiei a fost traversat în pliocen de un Hideg ce forma izvoarele Nerei (*G. Vergez-Tricom*)[17]; mai recent, pârâul Craiovei, care se vărsa în Nera, peste înşeuarea cu aspect de prag de la Ţarova, a fost smuls şi el, prin captare, de către Mehadia.

Defileul Mureşului inferior

Defileul Mureşului s-a format pe un vechi *culoar tectonic*, de tip graben, care desparte horstul Apusenilor de horstul Poiana Ruscăi. Grabenul iniţial era compus din compartimente mai joase şi altele mai ridicate (praguri) ce au fost deopotrivă acoperite de formaţiuni miocene. În adâncirea sa, Mureşul a atins câteva praguri pătrunzând în ele

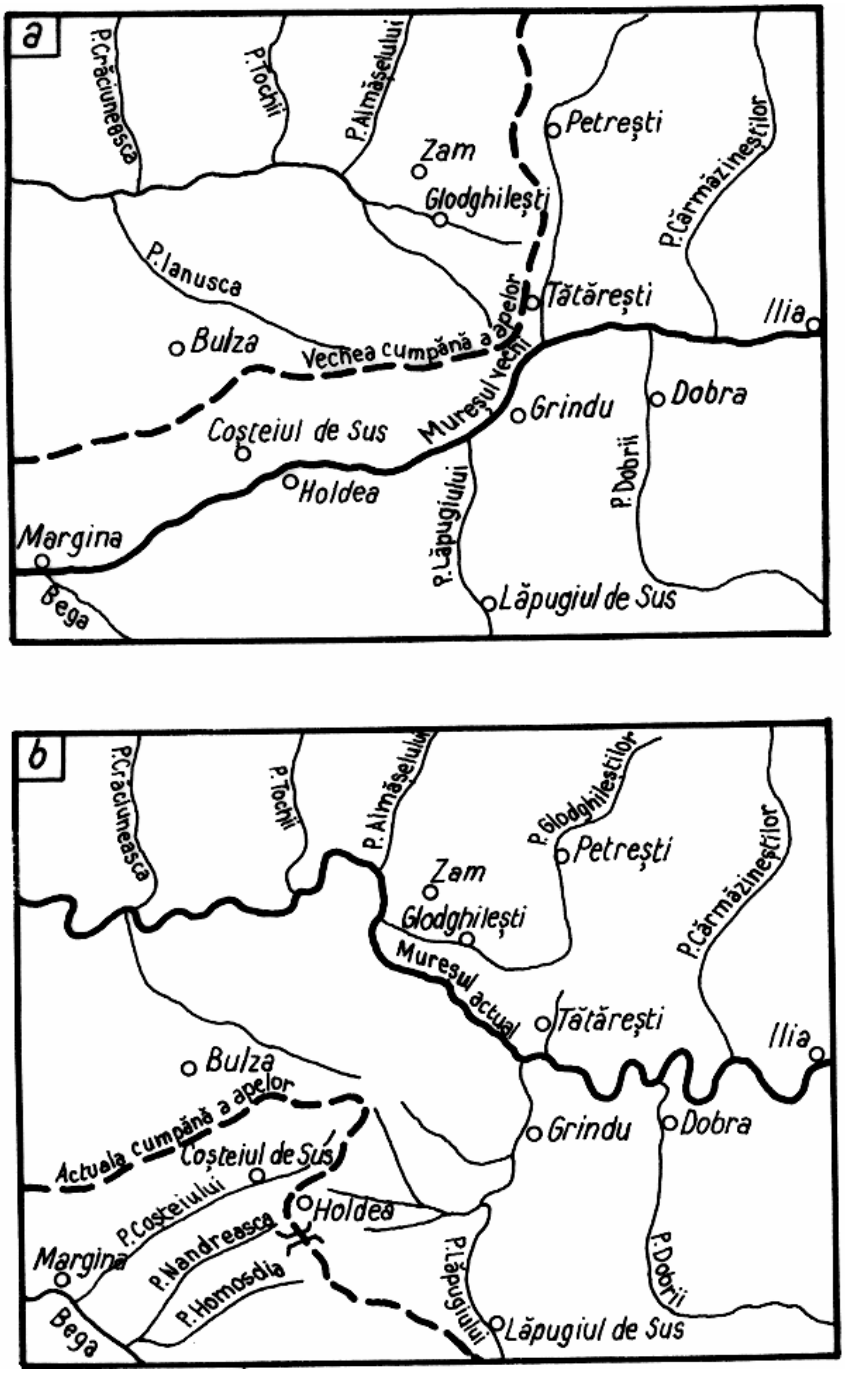
[17] După captarea sa, unul din afluenţii de dreapta, din Semenic, devine izvor al Nerei, creând o curbură de circa 90^0, similară cu cea a Buzăului la Întorsură.

epigenetic şi realizând strâmtori cu aspect divers după rocă (şisturi cristaline la Brănişca, aglomerate vulcanice la Zam, diabaze la Căpruța, granite la Şoimuş). Pe porţiunea din amunte de Deva şi până la Dobra, Mureşul este, într-o anumită măsură, şi *antecedent*.

Fig. 50 – Evoluția Văii Nera

Înşeuarea din dreptul localității Dobra (Coşevița, 321 m), către Bega, a ridicat însă ipoteza formării Mureşului printr-o *captare* venită dinspre Arad-Câmpia Panonică (*R. Ficheux*; *Gh. Pop*, 1947). Prin această prismă, Mureşul ar fi curs, inițial, începând de la localitatea Dobra, peste înşeuarea de la Coşevița-Holdea şi mai departe peste valea Bega către Câmpia Timişoarei (fig. 51). Ulterior, un Mureş venit dinspre Arad a trecut peste bara aglomeratelor vulcanice de la Vf. Tisa-Zam şi a captat râul ce se scurgea spre Bega. Urmele reliefului, reprezentate prin nivelele morfologice din înşeuare, par incontestabile. Îndoielnică, oarecum, ar fi numai cauza pe seama căreia este pusă captarea şi anume mişcările de lăsare situate la o distanță mare, în aria de subsidență a Crişurilor şi Tisei. Este ştiut că lăsările de la Timişoara funcționau în imediata apropiere a înşeuării şi puteau menține mai departe vechea scurgere.

O explicație puțin modificată pare deci a se impune. O dată cu retragerea apelor panonice, în timpul dacianului şi apoi în romanian râurile coborâte aici din munte depuneau periodic aluviuni peste actuala zonă a piemontului Lipovei. Depunerea se făcea sub forma unui mare evantai ce se întindea mult spre sud (față de actualul podiş al Lipovei), deoarece spre nord dezvoltarea era limitată de marginea abruptă a Munților Zarand. Totodată, râurile care coborau din aceşti munți, prin conurile lor, împingeau spre sud gura Mureşului, ce venea dinspre Deva. În momentul când evoluția suprafeței piemontului Lipovei şi profilele longitudinale ale râurilor (în special Mureşul) ating echilibrul, acestea din urmă se fixează, ca văi şi în zona de divagare (piemontană).



a = Înainte de captare
b = După captare

Fig. 51 – Evoluția Văii Mureşului (după Gh. Pop)

Acest stadiu, atins se pare în romanianul superior sau villafranchian, a surprins Mureşul cu direcţia de scurgere spre Bega. O dată încetată, sau aproape încetată, evoluţia piemontană a podişului Lipovei, peste suprafaţa sa se instalează şi o nouă generaţie de văi scurte, între care şi un râu „subsecvent", aproximativ la contactul dintre piemontul Lipovei şi Munţii Zarandului (fig. 52). Între Mureş şi acest pârâu exista o mare diferenţă din punct de vedere al eroziunii; primul aducând încă multe aluviuni, la viituri, îşi înalţă uneori albia prin colmatare, pe când secundul, fiind alimentat de râuri foarte mici, din munte, îşi putea cheltui energia nu pe transport, ci mai mult pe eroziune. În felul acesta a fost posibilă, se pare, o captare, dar nu regresivă, ci mai mult prin *deversare*, a Mureşului[18]. Cauza captării rezidă deci în cantitatea de materiale cu care Mureşul continua să-şi aluvioneze patul, mergând până la unele deversări. Ca vârstă, după *Gh. Pop*, este cuaternar inferioară.

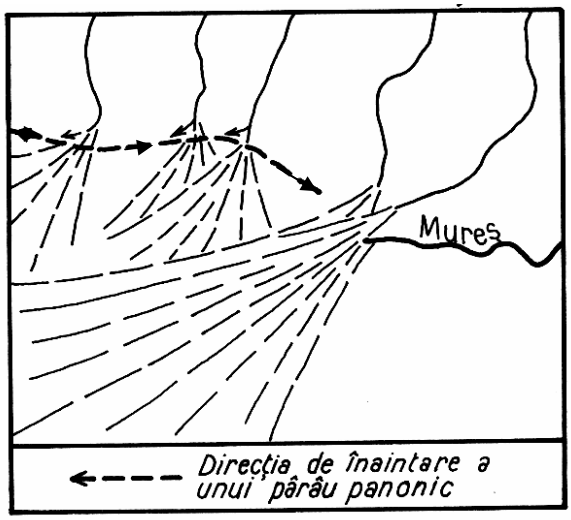


Fig. 52 – Dispunerea conurilor piemontane în Podişul Lipovei înainte de formarea Mureşului pe actualul curs (Gr. Posea)

Totuşi, aglomeratele vulcanice ale defileului de la Zam ating în Vf. Tisa 459 m, altitudini care depăşesc cu mult nivelul celor două trepte ale înşeuării Coşevița-Holdea (321 m); se ridică astfel întrebarea, cum a putut să se producă acea captare peste o bară de roci dure care era mai înaltă cu mult decât albia râului ce mergea de la Dobra către Bega? Răspunsul nu este tocmai uşor şi lasă deschisă posibilitatea unei *epigeneze* a Mureşului peste aglomeratele de la Zam, impusă de formaţiuni ponţiene şi piemontane. În acest caz înşeuarea apare ca fiind creată pe rocile moi ponţiene, cuprinse între roci dure (aglomerate), care au umplut şi fosilizat *un vechi culoar preponţian* şi care avea într-adevăr deschidere de la Dobra spre Bega. Treptele actuale de pe înşeuare pot fi, în plus, şi o creaţie a apelor locale, inclusiv izvoarele râului Bega.

[18] Chiar *Gh. Pop* admite „un caz special de captare prin revărsare" ce a favorizat, pentru un timp o difluenţă.

O a doua porţiune, unde formarea văii Mureşului ridică probleme deosebite, elucidate numai în ultimul timp (*Gr. Posea*, 1967) este *pătrunderea sa peste Podişul Secaşelor şi în Depresiunea Transilvaniei*. Aici şi-a închegat un mare bazin, captând ape atât de la Olt cât şi de la Someş. În acest sens pledează nivelul înşeuării Bucium (între depresiunea Sălişte şi dealurile Secaşului şi la sud de Podişul Amnaş) care, ca vale, se prelungea mult mai spre vest, dar se „scurgea" spre Olt, precum şi direcţiile de curgere ale văilor Sălişte (de la Jina spre Cibin) şi Ampoiul către Someş pe la nord de D. Bilag – Alba Iulia (*Gr. Posea*, 1967).

Mureşul iniţial îşi avea izvoarele în bazinul Haţegului şi poate al Petroşanilor, un mic afluent venindu-i şi dinspre Cugir. Existenţa a două conuri suprapuse ale Mureşului, amintite de *Sümeghy J.A.* (1944) (citat de *Paucă*) vine în sprijinul acestei păreri. Bazat pe datele respective, *M. Paucă* (1954) arată că de fapt conul de dejecţie al Mureşului a fost depus de două râuri: „Mureşul panonic" care izvora din regiunea Lipovei şi „Mureşul ardelean". Mureşul panonic este cel ce a depus un con gros de circa 300 m, începând din romanian până în pleistocenul mediu. Mureşul ardelean ar fi luat naştere abia în pleistocenul superior, când apele reţelei hidrografice din Transilvania de sud au început să se scurgă prin actuala vale a Mureşului. În acest timp, la vechiul con de dejecţie se mai adaugă circa 100 m de aluviuni aduse de actualul Mureş (*M. Paucă*, 1954). Interpretarea, mai ales a vârstei, nu ni se pare reală.

Observaţiile noastre ne-au condus la admiterea unei *cumpene de ape* care trecea iniţial (în timpul suprafeţei pe care am numit-o Jina-Poiana Sibiului) peste partea stângă a zonei muntoase a râului Sebeş, dirijându-se spre Apuseni. Străpungând această cumpănă, Mureşul a remaniat reţeaua din actualele dealuri ale Secaşelor, formând noi râuri ca Sebeşul şi Secaşul de Sebeş, captând Ampoiul şi Secaşul de Târnavă şi ceva mai târziu Târnava Mare (de la Olt). A avansat apoi, pe mediana Transilvaniei, către Tg. Mureş şi Deda.

Rezultă că Mureşul şi-a format traseul actual printr-un foarte complicat proces evolutiv, folosind unele grabene, uneori vechi trasee preponţiene, sau părăsindu-le pe altele, impunându-se antecedent pe bună parte din defileu şi extinzându-se în Transilvania prin captări.

Crişul Repede

Crişul Repede a constituit un câmp vast de ipoteze şi cercetări în ceea ce priveşte evoluţia sa. *Emm. de Martonne*, de exemplu, presupunea că în pliocen Someşul Mic avea un afluent principal ce izvora din Vlădeasa, trecea peste Huedin şi se continua cu actualul Nadeş. Izvoarele acestui afluent ar fi fost captate de Criş şi Almaş. Geologul *Roth von Telegd* indică în Şimleu material rulat, eruptiv, venit din Vlădeasa. *Şt. Mateescu* (1926) crede că în pliocen râul Călata era singurul colector al depresiunii Huedin, iar cursul său nu mergea spre defileu, ci în lungul Meseşului.

R. Ficheux (1926) este cel care reface în amănunt evoluţia Crişului Repede. După el, închegarea hidrografiei din acest bazin începe în miocen, identificând, de atunci şi până în cuaternar, 10 stadii, grupate în trei etape. În miocen, Apusenii apăreau ca o insulă în interiorul cărora pătrundeau golfuri adânci. Apele ce alcătuiesc azi Crişul erau grupate astfel: *Iadul* se vărsa în golful Oradei; văile *Surdicii, Drăganul* şi *Secueul* (Henţul) se vărsa spre golful Şimleului peste înşeuarea de la Osteana (ce poartă încă pietrişuri); valea *Călata* împreună cu un *Almaş* scurt se vărsau în golful dinspre Almaşul mijlociu. În etapa a II-a are loc o colmatare puternică a părţii inferioare a acestor văi, urmată apoi de o fază de ridicare a muntelui şi o adâncire a râurilor; Călata se îndreaptă, în acest timp, spre Şimleu pe valea Poicului (peste Meseş); tot acum un afluent al Iadului care curgea spre Oradea captează valea Surducii. În faza a III-a au loc puternice diferenţieri între

influenţele jucate de cele trei nivele de bază; acum se produc cele mai importante remanieri; este captat Drăganul şi Secuieul către Oradea; Călata este ruptă în două, o parte fiind captată peste măgura de la Morlaca, iar restul se vărsa mai departe peste defileul Poicu în golful Şimleu; în ultimă instanţă este captat şi Poicul (în dreptul localităţii Ciucea) precum şi izvoarele Almaşului care devin Izvorul Crişului (fig. 53). Numai după constituirea acestui bazin mare şi după ce valea Crişului, astfel formată, se lărgise mult, are loc ridicarea generală carpatică ce impune încrustarea văii sub forma defileului actual.

La reconstituirea de mai sus, redată după *R. Ficheux*, ni se par necesare unele completări şi observaţii. Este vorba mai ales de scurgerea văii *Călata* peste Poicu şi captarea ei ulterioară peste Măgura de la Morlaca ce ne apar imposibil de admis. Având în vedere suprafaţa foarte redusă a măgurei, cheile de aici nu pot fi formate prin captare. Măgura are peste 700 m altitudine, iar nivelul depresiunii Huedin, el însăşi pliocen şi suspendat faţă de colinele Almaşului, este totuşi cu circa 150 m mai jos decât măgura. Aşadar, adâncirea Călatei, în măgură, s-a făcut o dată cu exhumarea acesteia de sub sedimentele moi; este deci o *epigeneză* şi nu captare; în plus, poziţia acestui punct (a cheilor) în imediata apropiere a defileului, făcea imposibilă o scurgere a Călatei spre izovarele Poicului. De asemenea, noi am presupus (1962, „Relieful … Clujului", p. 127) că şi *valea Poicului* avea un bazin mult mai mare ca cel de azi, dar se întindea nu spre Călata, ci spre partea superioară a Almaşului; acest bazin, mai mare, l-a ajutat să se impună antecedent, peste Meseş, în timpul ridicărilor. În fine, *Crişul*, pe porţiunea dintre măgura Morlaca şi Meseş nu poate fi format prin captare, cum a presupus Ficheux, ci este *epigtenetic* şi poate antecedent, ca şi Poicul.

Al. Savu (1963), adaugă, ca *văi antecedente*, peste Meseş, *Ponița* şi *Ragul* ce curg spre Crasna. *Aurora Posea* (1977) aminteşte, în aceeaşi serie, şi *Valea Mărgăului* (Mărgăuţa), care izvorăşte din Huedin şi traversează Munţii Secueului vărsându-se în râul cu acelaşi nume; şi Mărgul este *epigenetic* şi poate antecedent (fig. 53).

Rezultă, aşadar, *o serie de văi* care izvorăsc dinspre Podişul Someşan şi taie transversal munţii Secueu-Meseş. Cu aceasta ridicăm încă o nouă problemă. Reenumerându-le, aceste văi sunt: Mărgău, Călata, Criş, Poicu, Ponița, Ragul. Admiţându-le ca epigenetice, atunci, Munţii Secueu (Henţu) şi Meseş ne apar şi ei ca *epigenetici*, adică formaţi prin dezvelirea lor de către eroziunea diferenţială, de sub sedimentele eocen-oligocenului sau chiar şi a celor mai noi[19]. Cumpăna apelor, în timpul formării acestor văi, nu trecea peste Meseş ci era mult deplasată spre interiorul Podişului Someşan. Se poate presupune deci, că în partea vestică a Podişului Someşan exista o reţea ce curgea în general de la est către vest trecând Munţii Secueu-Meseş. Este oarecum ceva similar Culmilor Trascău şi Almăj care, la timpul lor, au fost şi încă mai sunt, în parte, fierestruite de serii de văi scurte transversale.

De aceea, noi am crezut că, prin analogie cu Poicul (şi cu celelalte văi transversale vecine) putem presupune existenţa unui Someş peste deschiderea de la Jibou, tot către vest (*Gr. Posea*, 1962, p. 127).

Aşadar, Crişul Repede s-a format, ca vale transversală prin *captări succesive*, dar micile văi de peste Munţii Secueu-Mezeş (inclusiv Crişul până la Ciucea) sunt *resturi epigenetice şi apoi antecedente*.

[19] Cu aceasta nu excludem importanţa mişcărilor de ridicare în formarea munţilor Secueu-Mezeş, dar o înţelegem ca o înălţare generală, ce a afectat aproape în egală măsură şi Podişul Someşan; pe fondul acestor înălţări eroziunea selectivă este cea care a produs mari diferenţieri de altitudine.

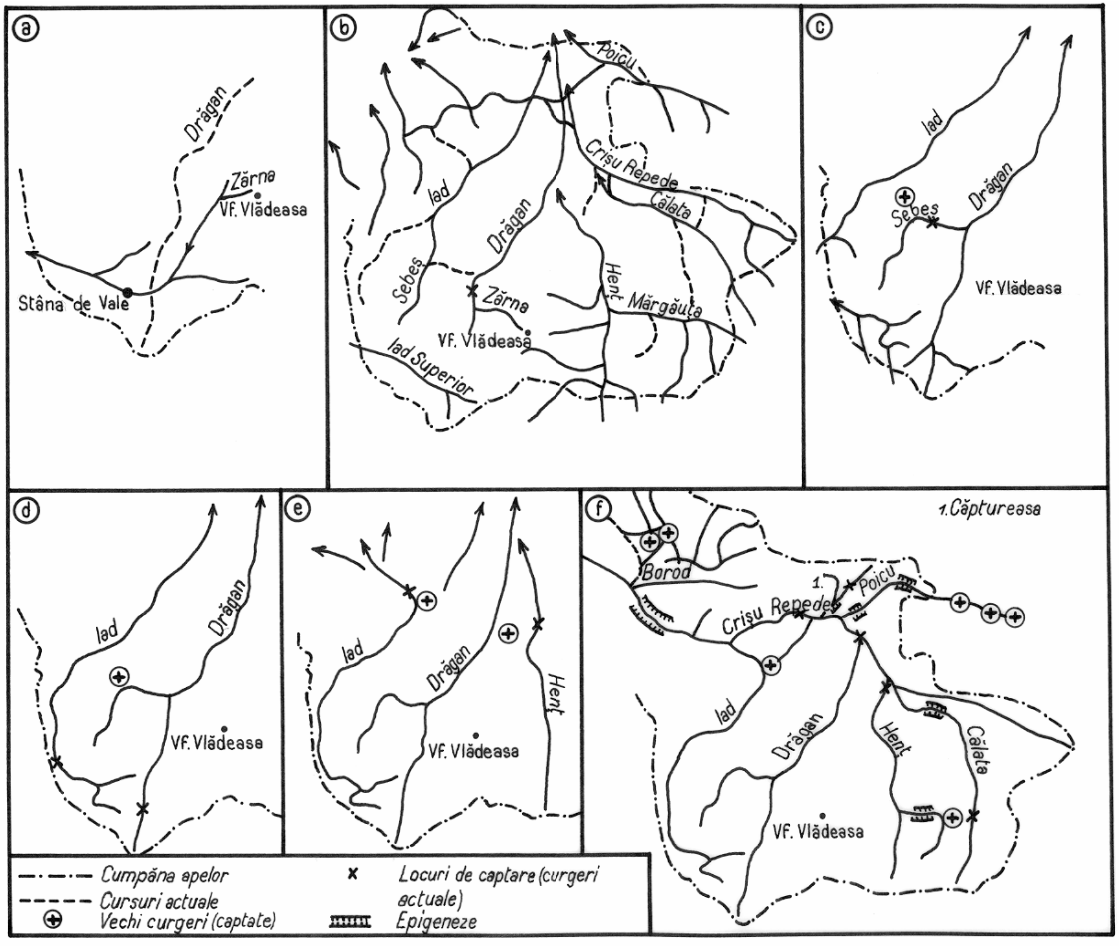


Fig. 53 – Stadii în evoluția rețelei hidrografice a bazinului Crișului Repede (după Aurora Posea)

Valea Arieşului

Valea Arieşului, împreună cu unele văi tributare, ridică problema trecerii transversale, vechi sau şi actuale, peste întreaga culme a Trascăului, de la Ampoi până la valea Turului (Tureni).

R. Ficheux (vezi N. Popp, 1938) admite formarea actualului Arieş prin captări succesive pe seama unor văi transversale care curgeau dinspre Ţara Moţilor direct spre est, peste Trascău.[20] Aceste scurgeri se păstrau încă din timpul suprafeţei Ţării Moţilor (Măguri-Mărişel). Unele dintre înşeuările rămase au încă material aluvionar. O dată cu ridicarea munţilor, din pliocen (poate a doua parte a pliocenului), eroziunea scoate la iveală fâşia rocilor calcaroase – mezozoice, iar văile ce le traversau se îngustează tot mai mult; bazinele lor superioare, din spatele cheilor, rămân din ce în ce mai suspendate. În felul acesta, un Arieş ce se scurgea spre Turda, are posibilitatea să înainteze regresiv şi longitudinal, în spatele culmii calcaroase a Trascăului şi să capteze, pe rând, acele văi. Dintre ele, deşi decapitate în partea superioară, s-au păstrat totuşi ca văi transversale, antecedente, Galda şi Giuagiu sau Râmeţ (cu cheile Râmeţilor). Pentru celelalte se pot observa numai înşeuările, situate însă la altitudini diferite.

Tot ca văi transversale acestei bare calcaroase apar şi următoarele: Arieşul (cheile de la Buru), Hăjdate (cheile Turzii), Turul (cheile Turenilor); ele sunt epigenetice şi în mai mică măsură antecedente.

În cazul Arieşului, ca şi al Crişului Repede, se poate observa cum, prin captări, au fost reduse o serie de mici văi transversale, ce puteau deveni antecedente, în favoarea creierii unor văi colectoare mai mari; acestea din urmă, ca poziţie, pot fi longitudinale, dar uneori şi total sau parţial transversale (Crişul Repede).

Crişul Alb

În cadrul Munţilor Apuseni, câteva cuvinte se pot adăuga despre Crişul Alb, pentru care se poate presupune că a curs, ca vale „transversală", peste înşeuarea de la Lazuri-Criştioru

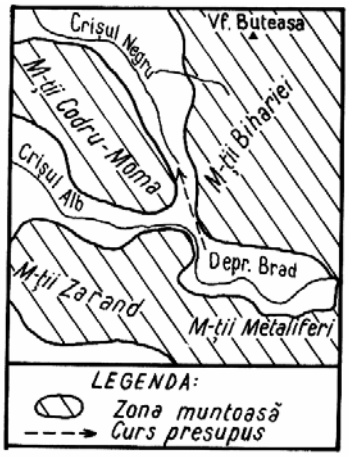


Fig. 54 – Evoluţia Crişului Alb (presupunere)

către Crişul Negru. O captare, nesigură însă, venită dinspre Gurahonţ, l-a atras în această parte (fig. 54). Mai sigur, Crişul Alb este *epigenetic* pe actualul curs.

[20] Şi Sawicki a semnalat aceste scurgeri „rupte de eroziunea carstică" (vezi şi Emm. de Martonne, 1924, p. 92).

Defileul Someşului de la Jibou

Someşul este socotit vale transversală fie peste tot Podişul Someşan, fie numai în porţiunea de la Jibou până la nord de cheia de la Ţicău (între cristalinul Meseşului şi al Prelucii), retezând efectiv pe cel de la Prisaca (Ţicău) sau Dealu Mare – 660 m. Este sigur că drumul Someşului de la Dej la Jibou a fost impus de tectonică[21] şi anume de o zonă de lăsare. Faptul este dovedit de căderea mai mare a cristalinului pe această linie transversală, marcată de o serie de falii orientate, în general est-vest. Mai departe însă, spre Ţicău şi Baia Mare, explicarea rămâne controversată. Numărul celor ce şi-au exprimat părerea asupra originii văii este mare. Primele afirmaţii mai documentate aparţin lui *Szadezky* şi *V. Mihăilescu* (1935), iar ultimele, în ordinea cronologică a cercetătorilor, lui *Savu* (1963).

Cele două păreri, antecedenţa şi captarea se înfruntă şi aici. V. Mihăilescu (1938, 1965, 1966) susţine *antecedenţa*. Acestei păreri i se alătură *Berindei* şi *Iacob* (1961). Argumente mai multe în acest sens aduce *Berindei* şi *Iacob*, ce cartează opt terase (cu lunca) şi un nivel de 320-400 m care urmăresc sensul actual de curgere al Someşului (între Jibou şi Ţicău) cât şi al Pârâului Sărat, afluent dinspre Sălaj. Defileul de la Ţicău este socotit epigenetic pe baza unor formaţiuni sedimentare ale mediteraneanului II, ce se mai găsesc în petice transgresive, pe dreapta văii. *V. Gârbacea* (1961), pornind de la faptul că Someşul este în prezent mai coborât cu circa 100 m faţă de Mureş, consideră că aceasta nu se poate explica prin ridicarea părţii de nord a Câmpiei (*Pop-Câmpeanu*, 1928), ci prin scufundarea din nordul Câmpiei Tisei care a şi impus formarea Someşului. De aici consideră că Someşul, între Dej şi Surduc, era deja format în partea mijlocie a pliocenului, fiind deci o vale antecedentă şi nu născută prin captări la începutul cuaternarului (p. 204). Dar, deşi foarte vechi, Someşul este considerat ca un intrus în Câmpia Transilvaniei (p. 204). *V. Mihăilescu*, reunind datele lui Berindei şi Gârbacea, consideră că nivelul de 320-400 m s-a perfectat probabil spre sfârşitul dacianului şi că bazinul Someşului era constituit pe traseele actuale (în defileu) încă din dacian (1966, p. 81).

Ipoteza unui Someş format prin *captare* pare a aparţine iniţial unor cercetători maghiari (vezi Berindei), iar recent *Al. Savu* (1963) scrie: „Se opinează pentru infiltrarea Someşului în Podişul Someşan, prin captări succesive, motorul impulsionării sale regresive fiind mişcările pe verticală din regiunea Bodrogului" (p. 14).

Personal am infirmat părerea lui *M. Paucă* după care Someşul s-ar fi scurs spre Baia Mare peste actuala vale a Bârsăului (Ţara Lăpuşului, 1962). Înşeuarea în cauză este foarte recentă şi sigur creată de întâlnirea „în cap" a doua pâraie opuse. De asemenea, în ceea ce priveşte o scurgere iniţială de la Jibou spre Baia Mare, oarecari îndoieli credem că pot exista. Câteva fapte ne îndreptăţesc la aceasta şi anume: seria văilor transversale amintite (Mărgău, Călata, Criş, Poicul, Ponita şi Ragul), care se dirijează de la est la vest, peste culmea Secueu-Meseş, constituie o dovadă că cel puţin *vestul Podişului Someşan era, după exondare, mai înalt ca Meseşul*. De aceea repetăm, poate, că în nordul Meseşului, se alinia acestei serii şi un Someş ce curgea către Şimleu. În al doilea rând, Someşul Mare s-a format prin captări „subsecvente" (documentate de *Gârbacea*) într-o a doua fază a existenţei sale, ce urma unor scurgeri consecvente (spre centrul Transilvaniei); de ce, atunci, Someşul, subsecvent şi el de la Jibou spre nord (căci are pe dreapta o cuestă puternică), nu constituie un râu dintr-o a doua generaţie ? În adevăr, cursul actual dintre Jibou şi Ţicău este alungit la baza unei puternice cueste. Această cuestă a ajuns în poziţia actuală printr-o evoluţie (vezi retragere) îndelungată ce s-a făcut mai ales în pliocen şi în periglaciar. Dacă admitem acea legătură marină panonică a lui

[21] Inclusiv poate prin mecanismul unor captări succesive ce tindeau să adapteze râul la tectonică şi structură.

M. Paucă atunci, în adevăr, de o apă curgătoare nu se poate vorbi aici decât începând cu dacianul. În plus, zonele locale de subsidenţă (vezi Bodragul) nu puteau avea influenţă directă asupra apelor noastre curgătoare. Se ştie că pentru această etapă, în respectivele locuri, atragerea era exercitată în special de golful Şimleu şi ceva mai târziu de Baia Mare. Lăpuşul de exemplu, a depus, mai întâi, un con imediat la est de Preluca (peste râul Bârsău) şi mai târziu s-a abătut spre Baia Mare (o dată cu înălţarea Prelucii şi lăsările de la Baia Mare). De aceea, nu credem imposibilă o primă dirijare a unui Someş, către Şimleu, format cam în aceeaşi etapă cu valea Poicului spre exemplu. Existenţa teraselor şi a nivelului de 320-400 m, inclusiv pe Pârâul Sărat, nu constituie un contraargument, deoarece oricum este vorba de un nivel mai nou decât cel la care a rămas de exemplu Poicul, sau apele ce izvorăsc din Huedin, sau culoarul superior de pe defileul Lăpuşului. Este faza piemontană sau faza nivelului „consecvent" al Năsăudului amintit de V. Gârbacea pentru nord-estul Transilvaniei. Ulterior, o dată cu lăsările de la Baia Mare sau mai dinspre vest, un afluent ce înainta subsecvent spre sud, la baza cuestei calcaroase, a putut fi invadat de o debuşare a Someşului, care îşi aluviona puternic albia (sau albiile) dinspre Şimleu şi care s-a îndreptat astfel pe deasupra Măgurii Ţicăului. După aceea a putut deveni epigenetic şi chiar antecedent.

Această explicaţie se deosebeşte totuşi de una mai veche în care se arăta că Someşul a fost impus aici de un sinclinal sau anticlinal. Valea de anticlinal trece în prealabil prin faza de butonieră şi se formează numai în condiţiile unui pârâu scurt ce se alungeşte regresiv pe flancul şi apoi pe axul anticlinalului. Nu poate fi deci cazul Someşului, râu mare, ce taie transversal multe structuri chiar între Jibou şi Baia Mare.

Fără prea multă certitudine, ni se pare totuşi că în formarea văii transversale a Someşului captările nu pot fi excluse, mai ales că şi *V. Gârbacea* (1961, p. 202, 3) şi *Gr. Posea* (1961, Relieful ….. Clujului, p. 127) şi *Al. Savu* (1963, p. 14) admit, pentru prima fază de formare a hidrografiei, *o reţea centripetă* cel puţin în jumătatea nordică a bazinului Transilvaniei.

Valea Lăpuşului

Valea Lăpuşului traversează masivul cristalin Preluca. A luat naştere în pliocen pe o zonă de lăsare la marginea lanţului eruptiv. Totodată, fixarea sa a fost hotărâtă şi de abrupturi structurale oligocene şi eocene care formează, în stânga Lăpuşului, o puternică cuestă. Peste Preluca, Lăpuşul s-a fixat, pe anumite porţiuni, tocmai la contactul calcarelor cu cristalinul. El s-a impus ulterior *epigenetic* dar şi antecedent (*Gr. Posea*, 1962, p. 160, 182, 183). Tot prin epigeneză s-a impus şi Cavnicul, peste Preluca, o dată cu formarea suprafeţei Ţării Lăpuşului. În timpul pliocenului superior Lăpuşul aduna apele unei zone piemontane şi debuşa în partea de sud-vest a Prelucii, direct spre sudul depresiunii Băii Mari, unde forma un vast con de dejecţie. „Ceea ce *M. Paucă* prezintă ca urme ale unui vechi con al Someşului par a fi în realitate urmele unui con al Lăpuşului şi Cavnicului" („Ţara Lăpuşului", p. 206). Ulterior a fost atras în zona de lăsare de la Baia Mare, deplasându-şi cursul spre nord; nu este vorba de o captare propriu-zisă ci de o alunecare spre dreapta pe propriul con şi de o lungire a cursului (fig. 55).

Dacă, peste masivul Preluca, Lăpuşul poate fi socotit epigenetic şi antecedent (încătuşarea câtorva dintre meandrele sale începe chiar de la nivelul superior al defileului din Preluca), în schimb, bazinul din spatele defileului s-a organizat prin foarte multe *captări*; aşa sunt: captarea de la Rohia, de la Groşi (valea Suciului a captat valea Bradului), captarea de la Lăpuşul Românesc (Libotinul a captat Libotinul superior), captarea de la Cupşeni (valea Dobricului a captat un afluent al Libotinului), captarea Bloajei (Bloaja superioară se vărsa peste înşeuarea Ulmenilor către Libotin); formarea Săsarului prin captări succesive (a Firizei şi a Chiuzbaei), captările de la Chiuzbaia de către un afluent al Firizei (valea Limpedea) (fig. 55).

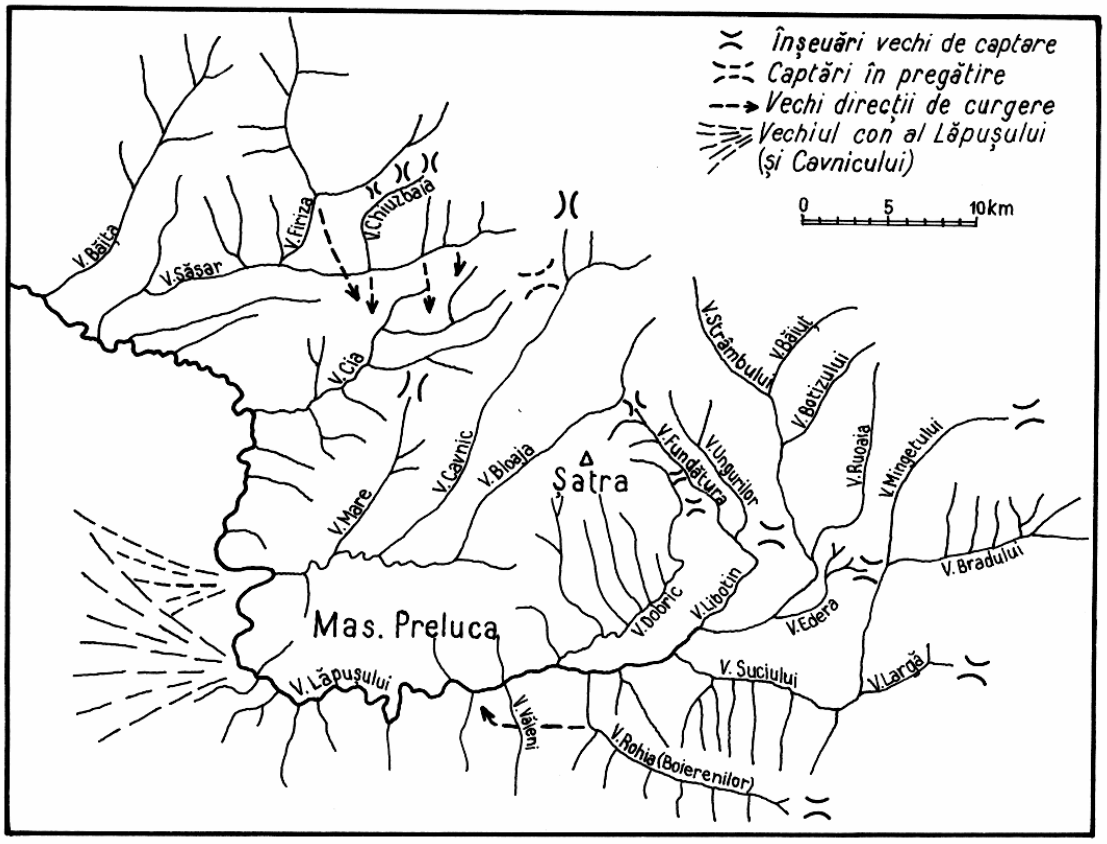


Fig. 55 – Evoluţia hidrografiei bazinului Lăpuş (după Gr. Posea)

Valea Mingetului

Peste munții vulcanici ai Maramureşului nu există nici o vale transversală, afară de Tisa. Un indiciu, relativ nesigur, se găseşte totuşi la izvoarele Mingetului, afluent al Lăpuşului; aici între muntele Hudin şi muntele Cârligăturii, se interpune o înşeuare largă, cu aspect de vale veche ce s-ar fi scurs dinspre Maramureş (fig. 55). Faptul nu poate fi exclus dacă ținem seamă că ponțianul se întâlneşte până la 800-1000 m, ridicat în câteva petice din Gutin, adică la nivelul unor înşeuări ale vulcanilor. De altfel, *Gr. Posea* (1964) presupune că la nivelul suprafeței poligenetice a Țării Lăpuşului un râu maramureşean format din Vişeu şi Borşa curgea peste acea înşeuare către arealul Lăpuşului. Un altul probabil, trecea peste înşeuarea Neteda spre Cavnic. Această rețea exista înainte de înălțarea lanțului muntos şi formarea Depresiunii Maramureş.

Hidrografia Maramureşului

Rețeaua maramureşană indică o organizare anterioară celei actuale, dirijată dinspre vest spre est, sau chiar către sud-est. Pe cumpăna dintre Vişeu şi Iza există câte o înşeuare ce se situează aproape exact în dreptul fiecărui afluent de dreapta al Vişeului. Astfel, Cisla împreună cu Vişeul superior par a se fi dirijat spre localitatea Săcel; Novățul cu Vaserul spre Cuhea; iar Ruscova şi Frumuşeaua mergeau independente pe alte două înşeuări către Iza. Aşadar, Vişeul, ca a doua vale longitudinală a depresiunii, s-a format, se pare, prin captări succesive ale tuturor pâraelor indicate mai sus.

O concluzie pentru zona carpatică vestică. Numărul mare al unor crâmpee de văi transversale, antecedente, ce se păstrează încă spre exemplu în Munții Almăj (Răchita, Bersu, Rudăria, Prigor), în Trascău (Galda, Giuagiu şi unele înşeuări), în Munții Secueu-Meseş (Mărgău, Călata, Criş, Poicu, Ponița, Ragul) ş.a., dovedeşte existența unor mişcări de basculă, pe masive, ce au favorizat, împreună cu alte cauze, captări repetate în hidrografia din jurul lor. În alte cazuri râurile şi-au păstrat cursul prin epigenie, ca în Masivul Preluca (Lăpuşul şi Cavnicul), peste şirul de masive Cozia-Ghițu (Topolog, Argeş, Vâlsan) ş.a.

C. *Defileul Dunării*[22]

Între *Baziaş* (km 1073), unde lunca avea o altitudine absolută de 70 m, şi baraj *Gura Văii* (km 941), cu lunca de 43 m altitudine absolută, Dunărea curgea cu o viteză medie de 4-5 m pe secundă şi străpunge, pe o distanță de *132 km* o zonă muntoasă de tranziție între Carpați şi Balcani. Adâncindu-se pe cea mai mare parte cu peste 200 m, într-un culoar tectonic şi de eroziune larg de 3-10 km, de vârstă mio-pliocenă, sectorul dunărean respectiv justifică numele de „defileu". Aria mare pe care se desfăşoară acest culoar este delimitată de următoarele unități morfologice: *Munții Locvei* (înălțimi medii de 500 m, altitudinea maximă în Tâlva Cornului, 794 m), *Munții Almăjului* (înălțimi medii de 700-900 m, altitudine maximă în Vf. Svinecea Mare, 1226 m), *Munții Mehedinți* (înălțimi medii de 950 m, înălțimea maximă în Vf. lui Stan, 1466 m) şi *Podişul Mehedinți* (cu înălțimi medii de 500 m, înălțimea maximă în Vf. Paharnic, 887 m), pe sectorul românesc, şi *Dobrianske Planina* (cu înălțimi de 800 m) şi *Miroci Planina* (cu înălțimi medii de 500-550 m) pe teritoriul iugoslav (fig. 56).

[22] Materialul referitor la defileu a fost publicat într-o formă asemănătoare de Gr. Posea, I. Ilie, M. Grigore, N. Popescu în *Probleme de geomorfologia României*, Centrul de multiplicare al Universității din Bucureşti.

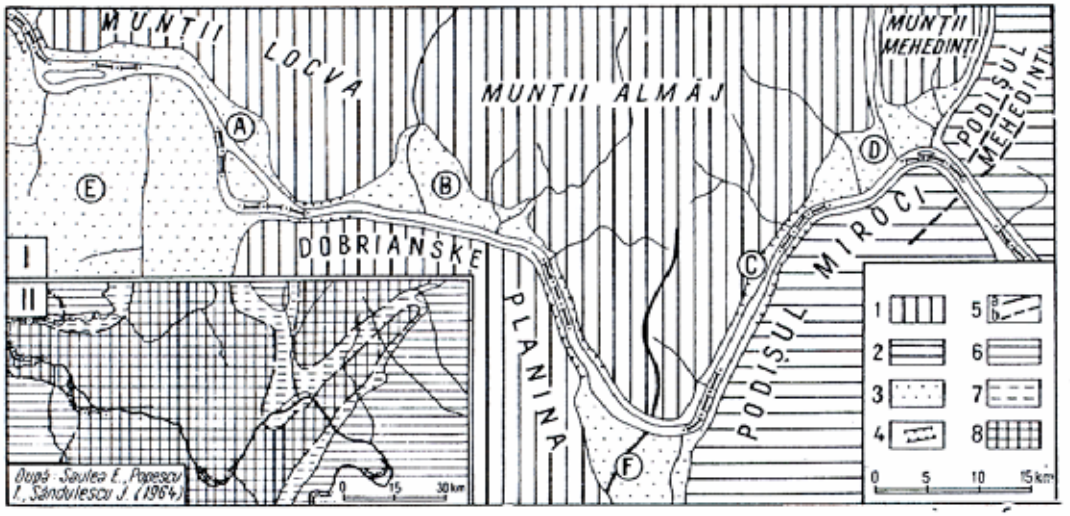


Fig. 56 – Defileul Dunării – I-Unitățile de relief învecinate : 1. munți; 2. podișuri; 3. depresiuni și bazinete: A. Moldova Veche; B. Liubcova; C. Dubova; D. Ogradena-Bahna; E. Morava-Mlava; F. Milanovăț; 4. chei; 5. vechi cumpene de apă stabilite de diferiți cercetători: a) G. Vâlsan; b) Gr. Posea, M. Grigore, N. Popescu. **II- Situația paleogeografică în sarmațianul inferior și mediu**: 6. apă cu salinitate redusă ; 7. areale de eroziune a sarmațianului ; 8. uscat cu relief coliniar.

Asupra reliefului defileului au fost publicate mai multe studii (*Emm. de Martonne*, 1902, 1907, 1931; *J. Cvajič,* 1908; *G. Vâlsan*, 1918; *R. Ficheux* şi *G. Vérgez-Tricom*, 1948; *P. Coteț*, 1954; *Gr. Posea*, *M. Grigore*, *N. Popescu*, 1963; *M. Iancu*, *Valeria Velcea* şi *Maria Glăja*, 1963, 1964; *Gr. Posea*, 1964; *I. Rădulescu*, *Silvia Iancu* şi *Silvia Lupu*, 1965; *N. Orghidan*, 1966; *M. Grigore*, *Dida Popescu*, *N. Popescu*, 1967; *C. Gheorghiu*, *M. Iancu*, 1967; *V. Sencu*, 1967; *N. Schmidt*, *I. Povară*, 1968 ş.a. Vom reda în continuare numai unele aspecte noi sau care au importanță pentru formarea şi evoluția văii Dunării.

Sectoarele morfologice[23]

Între Baziaş şi Gura Văii – baraj, Dunărea străbate alternativ următoarele sectoare morfologice şi structurale cu caractere diferențiate: sectorul Nera – valea Rilii; Depresiunea Moldova Veche; strâmtoarea Pescari-Alibeg; Depresiunea Liubcova; îngustarea Berzasca-Greben; sectorul Greben-Plavişevița (Milanovač); Cazanele; depresiunea Ogradena-Orşova; sectorul Vârciorova-Gura Văii (Porțile de Fier).

a) **Sectorul Gura Nerii-Valea Rilii**. Între Nera şi Baziaş, Dunărea curgea printr-o albie fără maluri înalte, iar în continuare, pe mai mult de 3 km, se desfăşoară o porțiune de vale îngustă (lățimea medie este de circa 1 km), mărginită de versanți abrupți sau puternic înclinați. Ea face legătura între „golful" Caraş-Nera şi depresiunea Moldova Veche şi este tăiată în întregime în şisturile cristaline ale seriei de Locva (gneise şi micaşisturi), ceea ce constituie şi cauza esențială a îngustării văii.

Rețeaua hidrografică din acest sector este extrem de scurtă, văile prezentând, în general, lungimi de câteva sute de metri şi o pantă medie de 150-200 m/km favorabilă unor scurgeri torențiale. La vărsare ele nu generează totdeauna conuri de dejecție.

Extremitatea vestică a Munților Locvei se termină aici printr-o treaptă de 330-360 m (Dl. Vragolia Mică şi Topovişti) sub care se întâlnesc câteva fragmente din terasele de 200-210 m, 150-160 m, 90-115 m şi 60-80 m.

b) **Depresiunea Moldova Veche**. Între Valea Rilii şi Pescari, pe o lungime de circa 29 km, se întinde o zonă depresionară dezvoltată pe un vechi bazin miocen legat de marea Panonică. Ea se desfăşoară mai ales pe dreapta Dunării, incluzând o parte din bazinele râurilor Morava, Mlava şi Pek. Pe malul românesc formațiunile neogene apar numai sub forma unei fâşii lată de câțiva km, alungită paralel cu Dunărea până în apropiere de Divici. Sedimentarul neogen este dispus transgresiv şi discordant peste şisturile cristaline ale domeniului getic (zona Locva). Mai spre est, între Moldova Veche şi Pescari, domină şisturile cristaline care iau contact, printr-o linie de încălecare, cu depozitele sedimentare mezozoice ale zonei Reşița-Moldova Nouă situată în avale de Pescari (*I. Băncilă*, 1964).

Morfologic, depresiunea Moldova Veche se suprapune, în cea mai mare parte, pe formațiunile neogene; părțile periferice ale acesteia se dezvoltă şi pe cristalinul Munților Locva, unde apare o zonă colinară, domoală, cu altitudini absolute cuprinse între 200 şi 320 m, care coboară treptat spre sud. În timp ce între Valea Rilii şi Belobreşca, Dunărea este situată chiar la contactul dintre neogen şi cristalinul Locvei (iar malul românesc al Dunării formează limita nordică a depresiunii), între Belobreşca şi Pescari depresiunea face un intrând de 2-3 km spre nord. Din această cauză, pe malul românesc, în cadrul depresiunii Moldova Veche, se pot separa două porțiuni diferite.

[23] Le vom descrie mai pe larg deoarece la Orşova (Stațiunea geografică) şi pe defileu, studenții geografi execută practica de vară, şi tot aici mulți profesori şi elevi fac excursii şi aplicații. Este, în acelaşi timp, cel mai mare defileu din Europa.

- *Între Valea Rilii şi Belobreşca*, valea Dunării prezintă un profil transversal asimetric: în dreapta se întinde o zonă depresionară joasă, cu altitudini absolute de 70-90 m, iar pe stânga, începând chiar din marginea Dunării, versantul se înalţă repede până la peste 300 m. Lunca era aproape inexistentă pe malul românesc, dar avea o largă extindere pe malul iugoslav. Aria depresionară de pe dreapta fluviului determinase despletirea cursului Dunării şi formarea Ostrovului Kisiljevo cu lungime de circa 7 km, iar în apropierea malului românesc, apărea un alt ostrov, Kalinovăţ, lung de 1 km şi ridicat deasupra nivelului de atunci al Dunării cu 3-4 m. Întreg relieful colinar dintre valea Rilii şi Belobreşca prezintă pante accentuate ($25\text{-}30^0$) şi o mare energie de relief. Văile afluente sunt scurte, în medie de circa 3-5 km (valea Satului, văile Levii, Sezova, Popin, Rilii etc.) şi nu au terase sau lunci. Ele prezintă, în schimb, rupturi de pantă la altitudinile absolute de circa 100 m, 150 m şi 200 m, corespunzând teraselor Dunării cu altitudini similare.

Către Dunăre, înălţimile cad în trepte, destul de fragmentate, care nu sunt altceva decât resturi ale unor nivele de terase etajate între 300 şi 170 m altitudine absolută. Spre nord, nivelele de terasă, după o evidentă ruptură de pantă, trec într-o serie de culmi joase situate la altitudini de circa 450 m (Dl. Ţarova 465 m, Dl. Macara 440 m etc.). Ele fac astfel trecerea între complexul teraselor Dunării şi suprafaţa înaltă a Munţilor Locvei.

- *Porţiunea dintre Belobreşca şi Pescari* se caracterizează prin prezenţa unor bazinete de acumulare în zona de vărsare a văilor Locva, Radimna, Valea Mare şi Moldova, printr-o înclinare mai mică a versanţilor ($10\text{-}15^0$) şi o adâncime a fragmentării mai redusă (70-80 m), prin frecvente fenomene de difluenţă a râurilor pe conurile şi tăpşanele formate de acestea la ieşirea din munte. La nord, depresiunea este mărginită de o serie de culmi relativ netede, cu altitudini de circa 500-550 m (Dl. Giochina 405 m, Dl. Boichi 410 m, Culmea Seretului 415 m), ce coboară din suprafaţa înaltă a Locvei (Fântâna Grozei 632 m, Fântâna Zaberchi 598 m, Dl. Micului 540 m).

Atât pe formaţiunile neogene cât şi pe cele cristaline se găsesc numeroase fragmente din terasele Dunării, extinderea cea mai mare prezentând-o cele aflate la 260-300 m şi 200-210 m, dintre cele superioare, şi cele de 10-20 m şi 6-8 m, dintre terasele inferioare. La contactul terase-luncă se dezvolta un tăpşan coluvio-proluvial, aproape continuu, prezentând o extindere maximă (circa 1 km lăţime) în bazinele Radimna şi Moldova Veche.

Lunca era situată la altitudini absolute de 65-70 m, prezenta o largă extindere şi era înălţată cu circa 3-4 m deasupra Dunării, datorită materialelor coluvio-proluviale care o acopereau. De-a lungul ei, spre Dunăre, se observa, pe distanţe considerabile (Măceşti-Pescari), renii. O notă aparte dădea ostrovul Moldova Veche (Decebal), cu o suprafaţă de circa 15 km^2. În cadrul acestuia, înălţimile medii ating 70 m iar cea maximă 103 m (în partea de sud-vest, unde există fragmente din terasele a II-a şi a III-a). Faţă de Dunăre, ostrovul prezenta altitudini relative de 3-7 m până la 33 m. Într-o măsură egală atrăgeau atenţia şi nisipurile mişcătoare existente pe aproape jumătate din suprafaţa ostrovului, provenite din depunerile Dunării. Menţionăm, de asemenea, şi prezenţa stâncii Babacai (formată din calcare jurasice), care se ridica din apele Dunării aproximativ la nivelul primei terase, acolo unde Dunărea se angajează în porţiunea îngustă din avale de Pescari.

c) **Îngustarea Pescari-Alibeg**. Între localităţile Pescari şi Alibeg, pe circa 6 km, albia Dunării se îngustează în medie la 450-470 m, iar de o parte şi de alta a ei se ridică abrupturi aproape continui, cu înălţimi relative de peste 100-120 m. În multe privinţe aspectul lor poate fi asemănat cu cel de la Cazane. Caracterele generale ale acestui subsector se datoresc traversării de către Dunăre a sinclinoriului Reşiţa-Sasca-Moldova

Nouă, format din calcare jurasice şi cretacice, şi a unei fâşii de roci eruptive paleozoice (granite şi granodiorite) în cadrul cărora valea îşi menţine caracterul de defileu îngust.

Deasupra văii, se constată prezenţa unor suprafeţe slab fragmentate care constituie de fapt poduri calcaroase cu altitudini cuprinse între 400 m şi 550 m (D. Topolița de 446 m, D. Sirovica de 460 m, Culmea Varadului de 572 m, D. Ciorpanului de 580 m etc.). O parte dintre acestea, relativ netede, sunt resturi din suprafaţa culmilor medii cu aspect piemontan (culmile Sirovica, Topolița, Reduta), dar şi din nivelele de 260-300 m (dealurile Livedica şi Ciocârtan) şi terasa de 200-210 m altitudine relativă de pe dreapta pârâului Alibeg. Pe suprafaţa relativ netedă a acestor poduri se află o gamă variată de forme carstice: lapiezuri, doline, uvale, văi carstificate, avene etc., larg dezvoltate în jurul localităţii Sf. Elena. În diferite etape ale adâncirii văii Dunării, o parte din drenajul acestei zone se făcea subteran. În abruptul dealurilor Livedica şi Reduta, la diferite altitudini, se întâlnesc guri de izvoare (fosile şi active) şi chiar peşteri, cel mai reprezentativ fiind sistemul de peşteri Gaura cu Muscă. Structura a permis apariţia unor forme structurale cum sunt cuestele, suprafeţele structurale şi diferite tipuri de văi adaptate sau neadaptate la structură (consecvente, subsecvente etc.).

Menţinerea abrupturilor calcaroase pe ambele maluri ale Dunării până în imediata apropiere a albiei minore, nu permisese dezvoltarea luncii şi a formelor de acumulare caracteristice. Numai la vărsarea Alibegului în Dunăre luase naştere un mic con de dejecţie, pe care se afla localizat un cătun. Aici se producea o eroziune accentuată a Dunării, impusă de îngustarea văii, de panta accentuată a talvegului şi de caracterul puternic turbulent al scurgerii. Dinamica apei în zonele de mal şi pe fundul albiei minore genera forme de evorsiune–nişe, marmite laterale şi de fund.

Principalele bazine hidrografice afluente, care drenează această zonă de tranziţie dintre Munţii Locvei şi Almăjului, sunt: Cralicovăţ, Livedica şi Alibeg. Văile prezintă lungimi cuprinse între 4 şi 7 km, cu căderi accentuate ale talvegului (120-150 m/km), mai ales în cursurile mediu şi inferior. Atât datorită particularităţilor substratului pe care se dezvoltă, cât şi inexistenţei unei pânze freatice continui, scurgerea pe aceste văi prezintă un caracter temporar, torenţial.

d) **Depresiunea Liubcova**. Desfăşurată pe o lungime de circa 18 km, apare ca o porţiune mult mai largă în cadrul general al defileului Dunării. Lăţimea minimă a luncii (450 m) se întâlnea în amunte de valea Liuborajdea, iar cea maximă (1150 m) în avale de Dl. Stânca (294 m). În cadrul acestui subsector, Dunărea traversează formaţiunile sedimentare neogene depuse într-un bazin tectonic (marne badeniene) şi formaţiunile cristaline ale pânzei Getice (paragnaise micacee, micaşisturi, şisturi cloritice şi sericitice, filite etc.; *Băncilă*, 1964).

În cadrul acestei unităţi depresionare, formaţiunile badeniene prezintă o largă dezvoltare, pătrunzând spre nord-vest, până în apropiere de localitatea Gârnic. Spre nord, badenianul este dispus transgresiv peste cristalinul Getic şi peste linia de încălecare dintre pânza Getică şi cristalinul Autohton din Munţii Almăjului.

În vest de valea Sicheviţei (Camenița), depresiunea tectonică Liubcova depăşeşte sedimentarul badenian, fiind extinsă până la valea Liuborajdea. Relieful ei prezintă un aspect colinar, cu altitudini cuprinse între 200 şi 350 m (D. Mare 205 m, D. Ciganski 250 m, D. Gornea de 306 m, D. Stancea 336 m, D. Dârnaua 380 m etc.), fiind încadrat de muncei şi culmi netezite în formaţiuni mai dure (şisturi şi calcare), cu altitudini cuprinse între 400 şi 600 m.

Pe fondul general al acestei depresiuni, principalele văi (Berzasca, Oreviţa, Camenița) au generat o serie de bazinete de eroziune şi acumulări dispuse atât în lungul lor (Berzasca la Selişte şi Dragoselca, Valea Oreviţei între ogaşele Văznici şi Cocoşneag,

valea Cameniței, între D. Moşului şi gura ei de vărsare, valea Cruşovița în zona de obârşie şi valea Liuborajdea), cât şi în zona de confluență cu Dunărea, unde se constată şi o extindere foarte largă a conurilor de dejecție (Berzasca, Orevița, Cameniţa şi Liuborajdea).

În cadrul bazinetelor, văile au pante reduse (10-15 m/km) şi o dezvoltare foarte mare a luncii (800 m pe valea Cameniţa şi Sichevița, 300 m pe văile Orevița şi Liuborajdea). Panta redusă a talvegurilor a facilitat o intensă aluvionare regresivă şi pe albiile minore ale principalelor râuri afluente Dunării (Orevița până la confluența cu Cocoşneag, Cameniţa până la D. Moşului). Cu excepția principalelor văi amintite, celelalte au un caracter torențial.

Cantitatea mare a aluviunilor transportate din rocile friabile badeniene şi panta redusă, impuseseră colmatarea parțială a unor bazine, extinderea luncii şi apariția, în imediata apropiere a albiei minore a Dunării şi în cadrul acesteia, a unei serii de forme de acumulare: conuri de dejecție, grinduri (între văile Cameniţa şi Orevița, între văile Zascoc şi Recica), ostroave (Sighet), bancuri submerse (la kilometri 1027, 1025, 1023, 1017).

În cadrul acestei unități depresionare se întâlnesc toate terasele Dunării semnalate în cuprinsul defileului. Cea mai mare extindere o au nivelele de 260-300 m, 200-210 m, 150-160 m şi 90-115 m altitudine relativă, primele dintre ele funcționând ca interfluvii principale (D. Mâțului, D. Țarinii, D. Stenca, D. Dârnaua etc.).

e) **Îngustarea Berzasca-Greben**. Între Berzasca şi Greben, pe o lungime de circa 18 km, Dunărea prezintă o nouă îngustare, cu lățime medie de 700-750 m. În patru puncte lățimile minime se menținеau între 400 şi 500 m: Greben (400 m), Izlaz (500 m), Cotul Doica (530 m) şi Drencova (450 m). Valea este simetrică, cu versanții abrupți, chiar prăpăstioşi (vf. Streniac, vf. Cernii, vf. Trescovăţ, Cioacă Ghiuina, D. Dumbrăvița, Tâlva Mare, D. Dumbrava). Panta mai accentuată a talvegului, ca şi lățimea mică a albiei minore, impuneau o acțiune mai mare de transport şi eroziune. De asemenea, prezența unor stânci submerse şi temporar chiar emerse (Cotul Doicii, Bivoli, la gura pârâului Jelişeva, Izlaz şi Tachtalia Mare la km 1002, Tachtalia Mică la Greben), făceau ca mişcarea turbulentă a apei Dunării să fie mai puternică şi să antreneze în transport şi aluviunile mai grosiere care erau depuse apoi în bazinetele de la Svinița.

În lungul văii înguste, la Cozla, apare o porțiune lărgită (circa 850 m), căreia îi corespundea o oarecare dezvoltare a luncii şi care era în mare parte acoperită cu aluviunile şi proluviile râurilor Recica, Cozla şi Sirina.

Caracterele morfologice dominante ale acestui subsector se află în strânsă legătură cu structura şi litologia. Aici continuă să se dezvolte larg sinclinoriul Svinița-Fața Mare, reprezentat printr-o succesiune de anticlinale şi sinclinale faliate, a căror orientare dominantă este sud-vest – nord-est. Formațiunile permiene (brecii şi cinerite pelitice, conglomerate roşii) şi cele jurasice şi cretacice (calcare şi şisturi cărbunoase), ocupă cea mai mare parte. Numai între Berzasca şi Cozla se ivesc formațiuni ale Autohtonului reprezentate prin gneise retromorfozate (*Ghidul excursiei Congresului V Carpato-Balcanic*, Bucureşti, 1961). Izolat, peste formațiunile permiene, apar două petice de neogen la obârşia văii Stariţa. Această varietate petrografică şi structurală se reflectă în morfologie prin sinclinale suspendate (D. Ceişului Mare, D. Drenetina), cueste (D. Cucuiova, D. Copriva, Tâlva Mare, Dumbrăvița etc.), văi subsecvente (cursul superior al văii Stariţa, cursul superior al văii Jelişeva, o parte a văii Sirina etc.), văi consecvente (cursul inferior al văii Jelişeva, cursul inferior al văii Povalina), văi transversale sau parțial transversale (Valea Seacă, Valea Udrişte, Valea Rogoznata, Sirinca etc.), văi de sinclinal (Valea Copriva, Valea Ravnişteі), văi de anticlinal (văile Dubochi şi Gredița).

Uneori formaţiunile sedimentare sunt străpunse de roci eruptive paleozoice (porfire cuarţifere) care, în urma eroziunii diferenţiale, se înscriu în relieful actual sub formă de vârfuri şi abrupturi înalte (Sredniacul, Trescovăţul,Glavcina etc.).

Relieful este adânc fragmentat, cu pante accentuate către Dunăre. Interfluviile coboară pe încetul din zona centrală a Munţilor Almăj cu aspecte de suprafeţe relativ netede (Culmea Raviniştei, Cioaca Ghiuina, Tâlva Mare, D. Priporu, D. Galacioca etc.) situate între 550 şi 700 m, reprezentând resturi din suprafaţa culmilor medii cu aspect piemontan (echivalentă suprafeţei Râul Şes).

Pe porţiunea dintre Greben şi Cotul Doica apar abrupturi pe care se observă procese şi forme dominant gravitaţionale (desprinderi de blocuri, prăbuşiri etc.). De asemenea, pe unele porţiuni, se dezvoltă alunecări de teren (versantul drept al văii Stareţa, în cursul mijlociu al acesteia, în bazinul văii Jeleseva, în zona de obârşie, şi în apropiere de vârful Drenetina, în cursul mijlociu al Pârâului Surina etc.).

f) **Sectorul Greben-Plavişeviţa (Milanovăţ)**. Între Greben şi fosta localitate Plavişeviţa se desfăşoară un sector de vale relativ largă dar în formă de „V" dezvoltată pe o lungime de circa 25 km, tăiată în formaţiuni metamorfice (gneise, amfibolite, filite – între Cazane şi Plavişeviţa), eruptive (metagabbrouri, gabbrouri şi serpentine între Plavişeviţa şi Iuţi) şi sedimentare (conglomerate şi gresii permiene, conglomerate şi calcare jurasice şi cretacice). La nord de fosta localitate Iuţi, insular, se dezvoltă badenianul reprezentat prin gresii şi conglomerate.

Morfologic, în cadrul acestui subsector pot fi distinse două porţiuni cu caractere mult diferite: una între Greben şi Iuţi, iar cea de-a doua între valea Iuţi şi Plavişeviţa.

Între Greben şi valea Iuţi, pe o lungime de 11 km, valea Dunării are o lăţime medie de 1,20 km. Lăţimea maximă se întâlnea la vest de Svinița unde, în dreptul insulei Poreci, atingea 2,25 km. Această porţiune se delimitează net faţă de sectorul din amunte, prin gâtuirea de la Greben, unde lăţimea albiei minore era de circa 470 m. Faţă de porţiunea din avale este separată printr-un prag submers. Gâtuirea de la Greben, prezenţa pragului submers de la Iuţi ca şi existenţa unei porţiuni lărgite permiteau o aluvionare intensă a albiei minore, în care se formau ostroave (Poreci, Ostrovul, Milanovač), bancuri submerse (la km 994 şi 991) şi grinduri (între Milanovač şi valea Porecic). Porţiunea corespunde unei depresiuni neogene, mai larg extinsă pe partea iugoslavă a Dunării, cunoscută sub numele de depresiunea Milanovač. Morfologic, atrage atenţia, pe malul românesc, relieful structural şi petrografic condiţionat de intersectarea de către Dunăre a sinclinalului Svinița-Faţa Mare. Prezintă o largă dezvoltare cuestele şi suprafeţele structurale (Culmea Slatina, D. Grediţa, D. Glavcina Mică), văile subsecvente (Bostiţa, Iardumovacia, Ţiganului, Saraorschi), văile de anticlinal (ogaşul Selschi) etc.

Pe aceste formaţiuni, variate din punct de vedere petrografic şi structural, s-a format un relief de măguri (Glavcina Mare 625 m, Cioaca Haiduţa etc.), despărţite de văi care le conferă o notă de pronunţată individualitate mai ales în imediata apropiere a Dunării, unde adâncimea văilor exte maximă.

În avale de Iuţi Dunărea şi-a axat cursul pe o linie de falie (*Fl. Marinescu*, *Josefina Marinescu*, 1963). Principalele văi care se varsă în Dunăre în această porţiune (Cârnina, Plevişeviţa, Liubotina, Recica, Tişoviţa şi Iuţi) au lungimi cuprinse între 5 km (Cârnina) şi 13 km (Tişoviţa) şi profil longitudinal cu numeroase praguri şi rupturi de pantă. Se remarcă seriile de rupturi de la altitudinea absolută de 150-160 m şi de 390-400 m, corespunzând unor trepte din lungul Dunării. În partea dinspre obârşie văile au o pantă mai redusă (40-50 m/km) şi sunt mai largi, iar către Dunăre se îngustează şi panta talvegului creşte până la peste 70 m/km. Conurile de dejecţie care se formau la gura celor mai importante văi pătrundeau în albia minoră a Dunării sub forma unor promontorii; pe

ele erau instalate mai toate localităţile din imediata apropiere a Dunării (Iuţi, Tişoviţa, Liubotina, Plavişeviţa).

Lunca apărea sub forma unei fâşii înguste cu o lăţime medie de circa 200 m şi cu o altitudine relativă de 1-3 m; în cea mai mare parte era afectată de inundaţii. În albia minoră se întâlneau acumulări submerse (km 984, 981, 978), ostroave (Golubinje la km 986, Plavişeviţa la km 977), grinduri (la Plavişeviţa şi între km 988 şi 978 adică între Tişoviţa şi Plavişeviţa), stânci submerse (Calnic la nord-est de Plavişeviţa, cele din dreptul Tişoviţei şi la km 987 în avale de Iuţi), renii. Acumulările din cadrul albiei minore erau determinate, pe de o parte, de îngustarea văii la Cazanele Mari, care crea un remuu spre amunte, iar pe de altă parte de prezenţa unui baraj natural submers în dreptul fostei localităţi Iuţi, care micşora panta talvegului şi viteza apei.

Pe această porţiune valea este cuprinsă între extremitatea de sud-vest a Podişului Miroci şi cea de sud-est a Munţilor Almăj; aceştia trimit spre valea Dunării o serie de culmi joase, orientate nord-vest – sud-est, cu altitudini cuprinse între 400 şi 550 m aparţinând nivelului de 400-450 m (Radina Înaltă 461 m, Curişte 432 m, D. Liubotina 430 m etc.).

Culmile prelungi, cu spinări relativ netede şi rotunjite, reprezintă interfluviile văilor tributare Dunării în acest sector. Uniformitatea morfologică a acestora trebuie pusă atât pe seama extinderii nivelelor de eroziune din care provin, cât şi pe cea a uniformităţii petrografice (roci eruptive). Sub nivelul de 400 m, care se dezvoltă până în imediata apropiere a Dunării, apar sub formă de umeri şi câteva resturi din terasele Dunării. Cea mai largă extindere o are însă nivelul de 260-320 m (nord-vest Plavişeviţa, pe stânga văii Recica, la nord-vest de Tişoviţa, la Cioaca Mostat, 310 m, pe stânga văii Iuţii). De asemenea, tot sub formă de petice mai reduse în suprafaţă, apar şi terasele de 200-210 m şi 150-100 m altitudine relativă, în special între Valea Mare şi Valea Recica.

g) **Cazanele**. Apariţia la zi a calcarelor jurasice şi cretacice imprimă reliefului o notă de individualitate (vale îngustă sub formă de chei, pereţi abrupţi, curgerea aici era învolburată, cu turbioane etc.), fapt pentru care Cazanele constituie şi un important punct de atracţie turistică. Desfăşurate pe o lungime de circa 8,5 km între extremitatea nord-estică a fostei localităţi Plavişeviţa şi cea sud-vestică a fostei Ogradena, Cazanele se subdivid în *Cazanele Mari* cu o lungime de circa 3,5 km şi *Cazanele Mici*, lungi de circa 5,5 km, despărţite de *depresiunea Dubovei*. Localnicii le mai numeau „La Clisură". Lăţimea Dunării la Cazane era de 150-200 m.

Principalele râuri afluente Dunării în acest sector sunt Râul Morii (la nord-est de Plavişeviţa), Streniacul Mare şi Râul Satului, care converg în bazinetul Dubova şi valea Mraconiei, care colectează cea mai mare parte a râurilor de pe flancul estic al Munţilor Almăj. Cu excepţia Mraconiei, lungă de circa 20 km şi cu o pantă de circa 40 m/km, celelalte văi tributare Dunării au o lungime medie de 6 km şi o cădere mare în profil longitudinal (circa 70 m/km).

Cazanele Mari şi Cazanele Mici (în avale) sunt tăiate în nivelul umerilor carpatici de vale, de 300-320 m altitudine absolută (D. Ciucaru Mare de 315 m, Cioaca Cocoşului de 303 m, Ciucarul Mic de 310 m) etc, pe care se întâlnesc bolovănişuri şi pietrişuri grosiere rulate, predominant cuarţitice, urme ale unei reţele hidrografice antecuaternare. Această suprafaţă are un aspect vălurit datorită dezvoltării intense a proceselor de carstificare. Se întâlnesc doline, cu diametru de până la 50-60 m şi adâncime de 12-20 m, uvalii, diferite tipuri de lapiezuri (fosilizate, exhumate, liniare, tubulare etc.). În afară de formele carstice de suprafaţă, D. Ciucarul Mare mai prezintă şi o serie de forme endocarstice, între care peşterile Ponicova şi Veteranilor sunt mai reprezentative. Prin galeriile acestora se drenează o parte din apele Pârâului-Morii. Peştera Ponicova, cu o

lungime de circa 1,9 km, prezintă două etaje: unul inferior, activ, caracterizat prin eroziune fluvială şi prăbuşiri şi altul superior, unde acumulările de calcit generează o gamă variată de forme endocarstice. În spatele Cazanelor, săpate în calcare, s-au dezvoltat o serie de înşeuări de contact petrografic şi tectonic, care fac trecerea spre Munţii Almăjului; aceste înşeuări sunt modelate îndeosebi pe granitele de Ogradena sau pe gneise.

Cazanele Mici sunt tăiate pe direcţia nord-vest – sud-est sub formă de chei, de către valea Mraconiei care, la vărsarea în Dunăre, prezenta un larg con de dejecţie. Înainte de a străpunge baza calcaroasă, Mraconia curge printr-un bazinet de eroziune diferenţială la contactul dintre calcarele jurasice-cretacice şi granitul de Ogradena. Acesta este de formă ovală cu o lungime de circa 1,5 km şi 0,3-0,4 km lăţime. În nordul bazinetului, mai ales, se constată prezenţa unui tăpşan subdivizat în 3-4 trepte corespunzătoare unor terase dunărene.

Între Cazanele Mici şi Mari se află *bazinetul tectonic Dubova* de formă aproape circulară, cu un diametru mediu de circa 0,60 km (azi lacul are 1,5 km) şi avea o altitudine absolută de 55-65 m. Morfostructural, el coincide, aproape în întregime, cu aria de extindere a depozitelor neogene acoperite de cele cuaternare coluvio-proluviale. La contactul dintre luncă şi terasele superioare se formau tăpşane care dădeau bazinetului o înclinare generală dinspre periferie spre centru şi de aici, spre albia minoră a Dunării (azi sunt acoperite de apele lacului). Atât conurile de dejecţie cât şi lunca erau alcătuite predominant din pietrişuri şi nisipuri cu o stratificare încrucişată.

În porţiunile de chei erau şi sunt caracteristice fenomenele de eroziune, coroziune şi subsăpare în calcare, care dădeau naştere la marmite laterale şi de fund, la praguri, menţinând totodată o turbulenţă foarte accentuată a apei. În cadrul lărgirii de la Dubova, o dată cu scăderea vitezei, se creează condiţii pentru depunerea aluviunilor.

Între Cazane şi Orşova fundul Dunării formează trei gropi (marmite), unde altitudinea absolută coboară la minus 5-7 m: între km 976-969 (-7 m), km 969-962 (-5 m) şi între km 962-951.

h) **Depresiunea Ogradena-Orşova**. Se dezvoltă ca depresiune numai în partea stângă a Dunării, terminându-se cu o zonă de tranziţie între Cerna şi Vârciorova, porţiune ce reprezintă partea sud-vestică a depresiunii suspendate a Bahnei.

În alcătuirea acestui sector intră formaţiunile cristalinului Getic (paragneise micacee, amfibolite, cuarţite etc.), larg răspândite către Dunăre, şi formaţiuni neogene. Prezenţa cristalinului Getic în imediata apropiere a Dunării a condiţionat formarea unor versanţi foarte înclinaţi şi caracterul îngust al văilor tributare Dunării. Unitatea se deschide larg de la Cazane până în avale de confluenţa Cernei. Depresiunea propriu-zisă se suprapune în cea mai mare parte peste fostul golf miocen Ogradena-Orşova-Bahna-Balta, alcătuit din nisipuri argiloase, argile, pietrişuri etc. Partea mai înaltă a acestei depresiuni este formată din culmi înalte de 150-300 m: D. Meje (295 m), D. Bărzuica (290 m), Vf. Cioaca Mare (267 m). Culmile mai înalte (270-300 m), atât cele de deasupra Orşovei, până spre Ieşelniţa (aici a fost staţiunea geografică, din care se mai văd unele urme) şi Ogradena, cât şi cele din Depresiunea Bahnei (Alion 316 m, Culmea Ozoina 314 m) sunt urme ale nivelului de 260-320 m altitudine relativă. Sub acesta se întind culmi reprezentând fragmente ale nivelelor de terasă, mai pregnante fiind cele de 150-160, 90-115, 60-80 m şi fosta terasă de 10-20 m acoperită de lac. Malul iugoslav rămâne în general abrupt.

Altitudinea absolută a Dunării în fosta luncă de la Orşova era de 50 m. La inundaţii mari apele pătrundeau şi în partea cea mai joasă a fostului oraş. În timpul apelor mari zona de confluenţă a Dunării cu Cerna până spre fosta insulă Ada Kaleh era acoperită de

apă. Pe porţiunea de la Cazane, până la Ieşelniţa, pe malul românesc se dezvolta o luncă relativ largă peste care afluenţii formau conuri de dejecţie întinse (văile Satului, Sohodol, Ieşelniţa). Tot aici, în avale de Ogradena, apărea Ostrovul Ogradena, lung de aproape 2 km. Mai jos de confluenţa Cernei cu Dunărea exista cea mai importantă formă de acumulare din cadrul defileului Dunării, insula Ada-Kaleh, ca rezultat al aportului substanţial de aluviuni grosiere al Cernei şi pe care Dunărea nu le putea transporta, neavând competenţa necesară.

i) **Porţile de Fier (porţiunea Vârciorova – Gura Văii)**. Între Vârciorova (vărsarea Bahnei)şi Gura Văii (Jidoştiţa), pe o lungime de 9 km, valea Dunării se îngustează din nou.

Dacă între Vârciorova şi amunte de Şip valea are versanţii abrupţi, atât spre Podişul Mehedinţi cât şi spre Podişul Miroci, în avale de Şip versanţii se mai domolesc, apărând şi câteva trepte de terasă. Terasa cea mai înaltă şi mai bine păstrată, care se observă în special pe malul iugoslav, se desfăşoară la circa 115 m (altitudine relativă), efilându-se treptat în versant în amunte de Şip. Ceva mai în avale, deasupra acestei terase apar şi unele urme ale unui nivel superior (circa 250 m altitudine absolută), fără aspect de terasă, care, reconstituit, întregeşte *imaginea unui golf de eroziune*, continuat, sub formă de arc, de pe malul iugoslav pe cel românesc, peste gura văii Jidoştiţa (D. Faţa Mică 208 m); acesta nu depăşeşte spre amunte localitatea Şip. Racordul nivelului de ± 250 m cu suprafaţa podişurilor Miroci şi Mehedinţi se face printr-o prelungă poală de glacis şi piemont ce urcă până în Vf. Ciuka, din Iugoslavia, iar în bazinul Jidoştiţei (România) până către Pripoarele Mici.

În dreptul Porţilor de Fier, fundul Dunării prezenta adâncituri de zeci de metri, dar alături de acestea se ridicau stânci (cea mai mare era Perigrada) care depăşeau nivelul mediu al apelor. Stâncile din albia Dunării, formate din şisturi cristaline, începeau din avale de Vârciorova, prezentând o frecvenţă mai mare între km 947 şi 944. În avale de *stâncile Porţilor de Fier* se dezvolta un şir de ostroave, în special în dreptul localităţilor Gura-Văii. Barajul se află la km 943 (avale de stânci). Lunca avea aici altitudinea de 37-38 m. Barajul se ridică până la 69,5 m (stă sub apă între altitudinile de 34-69,5 m şi este încastrat în rocă între 21-34 m altitudine.

Suprafeţele de eroziune din defileu

Aceste trepte vechi de relief, pe lângă importanţa în sine, atunci când sunt reconstituite conduc la conturarea unor bazine hidrografice predunărene, indicând şi modul cum s-a pregătit formarea defileului şi a Dunării actuale.

Primul care aminteşte de astfel de suprafeţe a fost *Emm. de Martonne* (1907). El stabileşte trei peneplene în Podişul Mehedinţi: miocenă (în est), pliocenă (pe centru) şi platforma Bahna (în vest). În 1908 *Cvijič* apreciază că Podişul Miroci are o singură suprafaţă, ponţiană, perioadă când se consideră că pe defileu exista deja Dunărea (*pontiche Talboden*). Dar tot el aminteşte şi un nivel miocen de vale, care ar fi deci (curios !) mai vechi ca suprafaţa Miroci.

Cercetătorii francezi *R. Ficheux* şi *G. Vergez Tricom* (1948) găsesc 12 etaje de talveguri în lungul defileului, dispuse între fosta luncă a Dunării şi altitudinea de 500 m; dintre acestea, 6 ar fi mai vechi decât formarea Dunării actuale.

Colectivul nostru (*Posea*, *Ilie*, *Grigore*, *Popescu*, 1963, 1969) a cartografiat concret trei suprafeţe, plus un nivel de umeri (ccea ce obişnuit este socotit terasa VIII) şi 7 terase (fig. 24).

a) *Suprafaţa Almăjului*, echivalentă cu Pediplena Carpatică, a mai fost numită şi „a culmilor înalte". Ea se păstrează bine în partea centrală a Munţilor Almăjului, între 800 şi 1000 m. Formează partea înaltă a cumpenelor de ape între văile Sirinia, Berzasca,

Rudăria, pe de o parte, şi Tişoviţa, Mraconia şi Ieşelniţa, pe de altă parte. Domină rama sudică şi estică a Depresiunii Bozovici. Către vest coboară lent, până la 650-700 m în Podişul Cărbunari şi până la ± 500 m în capătul vestic al Munţilor Locvei. Spre culoarul Cerna-Mehadia-Bozovici rămâne la 850-900 m. În vârful Svinecea Mare se apropie de 1200 m. Din desfăşurarea ei actuală rezultă că a suferit deformări prin înălţări inegale, o boltire centrală şi falieri, ulterioare. Succesiunea de sinclinale şi anticlinale din partea centrală (sedimentară) s-a impus prin câteva forme structurale: cueste (Vf. Svinecea Mare 1226 m, Cârşa Mică 854 m, Bălan 716 m ş.a.), sinclinale suspendate (Cichilevacia, Vorieţi, Tâlva Laţchi etc.).

Importante sunt şi unele înşeuări şi cursuri „inverse" care indică urmele unei hidrografii foarte vechi, păstrate azi în crâmpee ale unor văi (văile Bersu sau Bârzu, Răchiţa, Radimna) cu direcţii inverse decât înclinarea actuală a suprafeţei.

În ce priveşte *vârsta suprafeţelor*, noi am arătat că pediplena Almăjului începe să se formeze înainte de depunerile miocene, din bazinetele defileului, dar se finisează numai în badenian. Până atunci depozitele marine foarte fine indică existenţa în jur a unui uscat foarte jos. Cu sfârşitul badenianului şi începutul sarmaţianului suprafaţa suferă înălţări, basculări şi falieri. În pliocen se formează suprafaţa medie.

b) *Suprafaţa medie* (suprafaţa periferică cu caracter piemontan) apare sub forma unor culmi prelungi, uşor înclinate, de la 700 m la 550 m. Se desprinde de sub resturile suprafeţei Almăj. Este foarte extinsă în Munţii Almăjului, mergând unitar către valea Cernei şi pe valea Bahnei din Podişul Mehedinţi. Prin intermediul bazinului Liubcovei trece şi către Munţii Locvei şi Podişul Cărbunari, unde formează o treaptă ceva mai joasă.

c) *Suprafaţa de 400-450 m* este echivalentă cu suprafaţa carpatică de bordură (Gornoviţa). Se desprinde din cea anterioară printr-o ruptură de pantă între 500-450 m. Are o extindere maximă în jurul fostelor bazine de sedimentare neogene din lungul defileului. Privită de sus se desfăşoară ca un culoar larg deasupra defileului, trecând şi prin Depresiunea Bahna, dar nu şi către Turnu Severin. În interiorul arealului montan se prelungeşte într-o serie de *bazinete de eroziune suspendate*, mai ales pe cursul superior al văilor Mraconia, Tişoviţa, Sirinia, Berzasca. Ba chiar, bazinetul de la Eibental de pe Tişoviţa prezintă şi unele terase evident suspendate peste defileul Dunării. Treapta respectivă a fost numită de *Cvijič* (1908) „culoarul marin miocen"; este deci de origine dominant de abraziune. De subliniat însă că nicăieri nu retează sedimentar neogen, ci numai roci mai vechi.

d) *Nivelul Ciucar sau al Cazanelor* (300-320 m) a fost socotit de aproape toţi cercetătorii ca terasa a VIII-a a Dunării. Noi am ajuns la concluzia că el echivalează cu nivelele carpatice de vale formate aproximativ în timpul piemonturilor romanian-villafranchiene. De fapt, *în acest nivel se adânceşte îngustul defileu* de la Cazane şi din rest. Se materializează bine la Cazane, unde retează calcarele din care sunt formate Ciucarul Mic şi Ciucarul Mare şi în care terasele propriu-zise nu au lăsat urme (fig. 57). În arealele depresionare din defileu, nivelul se extinde larg pe ambele maluri sub formă de culmi, pătrunde pe Cerna (pe la 350 m) şi Bahna şi, ca umeri, pe văile din Munţii Almăjului. Nu a fost remarcat însă, acest nivel, pe direcţia Vârciorova-Gura Văii.

Raportul suprafeţelor cu hidrografia. La nivelul suprafeţei Almăjului, izvoarele unor văi care se varsă în Nera, depăşesc spre sud-est linia marilor înălţimi a Munţilor Almăj. Prin aceasta ele dovedesc că peste linia respectivă sunt antecedente, crâmpeele acestea fiind moştenite de la pediplena Almăjului. Acestea sunt: Prigorul (lângă vf. Cherbelezu), Rudăria Mică (la sud de vf. Svinecea Mare), Bersu (Bârzu), Răchita, toate în Munţii Almăjului, la care se adaugă Radimna (din Munţii Locvei) cu un lung curs

spre Nera, dar care la jumătatea drumului face un cot de 90^0, vădit de captare, către Dunăre. Se poate deduce că peste suprafaţa Almăj-Locva curgea o reţea dirijată nu către Dunăre ci spre nord-est în sens invers Dunării actuale. Asemenea direcţii indică şi izvorul Berzascăi sau al Siriniei mai sus de chei. Reţeaua respectivă s-a deteriorat o dată cu mişcările ce au deformat suprafaţa Almăjului şi a început formarea suprafeţei medii. Acum se conturează tectonic bazinele de sedimentare înşirate în lungul defileului şi către Bahna. Bazinele s-au lărgit prin abraziune mai ales în timpul formării suprafeţei de 400-450 m şi, totodată, au impus o hidrografie nouă tributară lor, dar care mai păstra crâmpee din vechea reţea de râuri. Cu nivelul de 300-320-350 m, în locul bazinelor exondate se instalează un colector, sau *o Dunăre locală*, dar care curgea dinspre Cerna şi Bahna către bazinul Panonic, unde forma un mare con piemontan. Resturi ale acestuia se păstrează în Iugoslavia (amunte de Baziaş) pe Câmpul Deliblat, unde altitudinile maxime se ridică azi la 200-249 m (*Posea*, Câmpia de Vest a României, 1997, p. 33 şi 391).

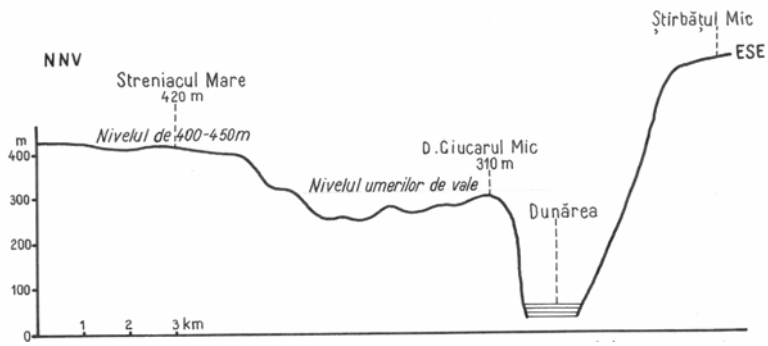


Fig. 57 – Profil transversal peste Cazanele Mici (Dunărea)

Terasele defileului

Terasele Dunării, între Baziaş şi Gura-Văii, au atras atenţia mai multor cercetători români şi străini. Urmărirea şi cartarea lor în amănunt nu a fost realizată însă decât de J. Cvijič şi de un colectiv al facultăţii de geologie-geografie din Bucureşti. Majoritatea celorlalţi cercetători fac referiri la unele profile locale sau la cercetările lui J. Cvijič. De menţionat că geograful sârb a publicat de fapt o schiţă generalizată în care terasele sunt redate sub forma unor aliniamente. De aceea interpretările acestei hărţi, făcute de alţii, în afară de *J. Cvijič* care dispunea şi de cartările de bază, nu pot avea fundamentare sigură. Unele aspecte sunt amintite şi de *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom* (1948) prin cele douăsprezece nivele de vale situate între 500 m şi albia Dunării. Autorii precizează că cele şase nivele superioare aparţin unei etape predunărene, dar nu dau o hartă cu extinderea lor.

Considerând de o importanţă capitală cartarea detaliată a traseelor pe teren, ca şi a suprafeţelor de nivelare, am acordat o atenţie deosebită acestei operaţiuni, lucru care a creat o bază mai largă şi nouă de interpretare, permiţându-ne în acelaşi timp şi întocmirea unei hărţi de sinteză. Cercetările întreprinse au evidenţiat *şapte terase* în cadrul defileului, precum şi *două* nivele mai largi, de 300-330 m şi de 400-450 m.

Din nivelul de 400-450 m pornesc lateral, către zona muntoasă, o serie de bazinete în care, în mod excepţional, se mai păstrează uneori încă două terase fluviatile care nu sunt în legătură cu cele dunărene, ci par mai vechi, locale şi probabil climatice.

Terasele Dunării după autorii citaţi

J. Cvijič	Gr. Posea, M. Grigore, N. Popescu (1963)
Urmele unei tălpi de vale miocenă sau premiocenă (400-500 m)	Treapta de 400-450 m (Gornovița) şi terasele de bazinete interioare muntelui (t_9, t_{10})
Talpa văii pontice 260-370 m	Nivelul umerilor (t_8) 260-300 m
Terasa Şip 200-210 m	Terasa a 7-a 200 –210 m
Terasa Brza 150-160 m	Terasa a 6-a 150-160 m
Terasa Kljuci 90-115 m	Terasa a 5-a 90-115 m
Terasa Kosovici 55-65 m	Terasa a 4-a 60-80 m
Terasa Turnu 27-35 m	Terasa a 3-a 30-50 m
Terasa Kladova 10-20 m	Terasa a 2-a 10-20 m
Terasa de ……4-7 m	Terasa 1 6-8 m
-	Lunca şi terasa de luncă

După modul în care se dezvoltă şi se asociază, terasele pot fi grupate astfel: terasele bazinetelor suspendate (t_9, t_{10}), nivelul superior al defileului (t_8) şi terasele situate în cadrul defileului (t_1-t_7).

După *nivelul Ciucar* (t_8), eroziunea laterală este înlocuită de cea în adâncime, care devine tot mai dominantă. Acest fapt indică mişcări de ridicare în bloc, care fac ca nivelul de bază să ajungă într-o poziție mai coborâtă, ceea ce poate explica şi altitudinea mare a aşa-zisei terase a 8-a. Puternica eroziune pe verticală a fost şi o urmare a trecerii către un climat de o nuanță tot mai temperată. După modul de desfăşurare, cele şapte terase formează două subgrupe: terasele 6 şi 7 şi terasele 1-5.

a) *Terasele 7 şi 6* apar, altimetric, prin valorile relative de 200-210 m şi respectiv 150-160 m. Spre deosebire de terasele 1-5, acestea două se înscriu şi pe afluenții principali ai Dunării, fie sub formă de terase, dar mai ales sub forma unor bazinete la nivelul cărora văile rămân suspendate. Ele se păstrează în general ca umeri de dimensiuni mici, la Baziaş, în amunte de Pescari, la Greben, Cazanele Mici şi Mari etc.; prezintă însă o extindere relativ mare în Liubcova şi Orşova-Bahna, unde se dezvoltă pe depozite sedimentare.

Urmărirea celor două nivele în lungul văii Dunării este mai uşor de realizat decât la nivelul Ciucar. Totuşi, pe unele sectoare, din cauza gradului mare al fragmentării, la care se adaugă alteori parazitarea cu materiale deluvio-proluviale, posibilitatea racordurilor este limitată.

Cât priveşte sectorul Vârciorova, nici aceste terase nu pot fi identificate, unele nivele corespunzătoare lor făcându-se vizibile mai mult spre avale, către Turnu Severin şi care nu par a avea continuitate spre Orşova; apar în schimb, pe rama piemontană din Depresiunea Getică, legate de podişurile Mehedinți şi Miroci.

b) *Terasele 5-1*, se găsesc la altitudinile relative de 90-115 m, 50-80 m, 30-50 m, 10-20 m şi 6-8 m. Ele apar sub formă de umeri, de vârfuri izolate şi mult mai rar ca petice bine păstrate de terasă. Pătura lor acumulativă a fost, în general, spălată. Excepție fac numai terasele 1 şi 2 şi foarte rar terasa a 3-a, ale căror petice aveau, pe întinderi mai mari, aspect tipic de terasă. Cu toată fragmentarea ele au putut fi racordate cu relativă uşurință pe întregul defileu, inclusiv în sectorul de la Vârciorova-Porțile de Fier. Pe principalele văi afluente ele se întâlnesc foarte rar ca terase, în cele mai multe cazuri înscriindu-se printr-o singură ruptură de pantă în profilul longitudinal, corespunzătoare terasei a 5-a (90-115 m).

În limitele acestor terase defileul Dunării are şi cea mai mare îngustare. În legătură cu acest fapt *Emm. de Martonne* (1907) sublinia că porţiunea dintre Gura Văii şi Turnu Severin prezintă trăsăturile unei văi care s-a format recent, iar depresiunea Turnu Severin-Cladova-Hinova, păstrează unele urme ale evacuării rapide a depozitelor sedimentare, ca rezultat al unui volum mare de apă ce a debuşat brusc din strâmtoarea defileului. Caracterele de vale recentă, pe acest sector, au fost semnalate şi de *G. Vâlsan* (1918) şi chiar de *J. Cvijič* (1908). Dar majoritatea celor care au susţinut antecedenţa, ulterior lui *J. Cvijič*, trec cu vederea acest fapt.

c) *Lunca*. În lungul Dunării, în sectorul Baziaş-Gura Văii, se desfăşura şi cea mai joasă treaptă de relief, lunca. Înălţată până la maximum 5 m deasupra nivelului mediu al apelor de atunci, ea apărea, cu caractere diferenţiate, în bazinete şi în sectoarele de strâmtori. Cea mai mare extensiune o avea în bazinetul de la Moldova Nouă, unde se înregistra şi cel mai mare coeficient de despletire a Dunării, unde s-a format şi Ostrovul Moldova Veche care atinge altitudinea de 102 m.

Modelarea intensă exercitată de Dunăre, cât şi de afluenţii acesteia, conducea la crearea unui microrelief de luncă. Frecvenţa şi amplitudinea mare a creşterilor de nivel constituia cauza esenţială a instabilităţii formelor din luncă. Astfel, braţele de la Belobreşca, Pojejena, Berzeasca, Dubova şi Ogradena îşi schimbau continuu poziţia, ca rezultat al materialelor ce se depuneau atât pe fundul acestor artere temporare cât şi la periferia lor. În această evoluţie se putea remarca rolul pantei transversale a luncii, care făcea ca apele de inundaţie să se scurgă mai repede faţă de sectorul din avale de Turnu Severin. Numai câteva zone de înmlăştinire persistau în urma inundaţiilor în bazinetele de la Moldova, Dubova şi Ogradena.

La confluenţele principale, lunca Dunării aparţinea, într-o mare măsură, şi afluenţilor care, prin aportul lor, au condiţionat formarea unor lărgiri periferice cu acumulări de o stabilitate redusă. Astfel, la confluenţele cu Sichevița, Mraconia, Ieşelnița, Cerna, Bahna şi Jidoştița aveau loc remanieri ale depozitelor din conurile de dejecţie ale râurilor menţionate. Tot în aceste zone se observa o deplasare a curentului Dunării către malul opus, ceea ce facilita acumularea. Suprafeţele de luncă sufereau însă cea mai intensă modelare în timpul nivelurilor ridicate ale Dunării, când albiile râurilor erau invadate de apa fluviului, măturând aluviunile laterale (de exemplu la valea Mraconia sau la Cerna). Aceste două categorii de procese contradictorii – acumularea nivelului de luncă pe baza aportului afluenţilor şi distrugerea lor în timpul apelor mari ale Dunării – explică valorile diferite pe care le înregistra lunca, atât ca altimetrie cât şi ca extensiune.

Periferia albiei minore nu oferea în general condiţii favorabile transformării ei în luncă; totuşi, neregularităţile profilului longitudinal, alternanţele de strâmtori cu bazinete, precum şi aportul unor afluenţi determinau formarea unor zone de intensă aluvionare şi în cadrul albiei. Se remarca astfel câte o zonă de aluvionare situată la extremităţile defileului – cu extensiune mare în bazinetul Moldova şi la sud de Gura Văii – şi altele interne, aparţinând celorlalte bazinete. Morfologia de amănunt a luncii releva parţial şi un proces de înglobare la luncă a unor porţiuni din zonele de aluvionare ale albiei minore.

Formarea şi dezvoltarea defileului

Problema apariţiei văii Dunării ca organism hidrografic actual, a preocupat pe diferiţi cercetători mai mult decât însuşi relieful defileului. De multe ori găsirea vreunei probe în defileu, sau indiferent unde în altă parte, care ar fi putut constitui un argument pentru susţinerea unei idei sau alteia, în formarea Dunării, era prilej de scriere a unui articol în legătură cu defileul. Interesul acesta pentru marele fluviu european ni se pare justificat şi prin aceea că geneza sa reprezintă totodată şi un fenomen de cultură generală.

Primul care cercetează relieful defileului a fost iugoslavul *J. Cvijič* (1908). Păreri se exprimaseră şi înainte de el, dar fără cercetări de amănunt (*A. Penck*, 1876 ş.a.). *J. Cvijič* este primul care emite, pe baza cercetărilor sale profunde, părerea că Dunărea este *antecedentă*. Înainte de el, dar nu pe baza unor studii temeinice, *Emm. De Martonne* (1902) emite părerea *captării* lacului Panonic, dar pe o veche strâmtoare ce lega anterior lacurile Pontic şi Getic. În 1907, când geograful francez stăpânea bine problema evoluţiei „Alpilor Transilvaniei" revine şi asupra defileului, menţionând că este mai probabilă o captare prin deversare a lacului Panonic, fără a da o argumentare. Indică însă, cu toată siguranţa, aspectele de tinereţe ale văii Dunării pe porţiunea Vârciorova-Turnu Severin. Păreri similare emite şi *G. Murgoci* (1908), care arată că depresiunea Turnu Severin-Negotin a funcţionat ca depresiune de eroziune predunăreană, probabil drenată de valea Topolniţei. Cel care documentează amplu, pentru prima dată, ipoteza captării este *G. Vâlsan* (1918).

Cu *J. Cvijič* şi *G. Vâlsan* sunt argumentate mai bine cele două păreri asupra formării Dunării prin defileu: *antecedenţa* şi *captarea*. Ambele teorii au fost completate ulterior cu argumente relativ suficiente pentru a convinge de o părere sau alta pe cei care cunosc mai puţin relieful defileului şi al împrejurimilor. Dar, cei care susţin ipoteza antecedenţei trec peste faptul că, din punct de vedere geologic, legătura între bazinul Panonic şi cel Getic s-a făcut pe la Bahna-Baia de Aramă, sau pe la Negotin (în continuare pe valea Timocului către bazinul Moravei) şi nici cum pe la Vârciorova-Turnu Severin.

Ipoteza antecedenţei are o singură variantă, numai argumentele sunt diferite de la un autor la altul. Ipoteza captării în schimb, poate fi subdivizată în următoarele variante:

- o cumpănă de ape care trecea aproximativ perpendicular peste localitatea Svinița, unde s-ar fi produs captarea la sfârşitul pliocenului – începutul cuaternarului (*G. Vâlsan*, 1918);
- mai multe captări succesive, pe bazinete, începute dinspre Orşova către Liubcova (*R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom*, 1948);
- o cumpănă de ape ce trecea aproximativ pe la Vârciorova-Porţile de Fier, cu o singură captare, în acest loc (*Gr. Posea, M. Grigore, N. Popescu*, 1963; *Gr. Posea*, 1964).

Ipoteza antecedenţei, emisă în forma ei cea mai completă de către *J. Cvijič* (1908), indică mai întâi o strâmtoare marină care s-a format în *miocen*. El admite însă şi o vale *premiocenă* sau miocenă ce avea aproximativ direcţia dinspre Bahna către Orşova şi în continuare către depresiunea Panonică. Această vale nu avea deschiderea către Turnu Severin. Argumentul cel mai puternic în susţinerea ipotezei antecedenţei îl constituie însă reconstituirea unei *văi pontice* în lungul întregului defileu. Este interesant de atras atenţia că această reconstituire este făcută nu atât pe criterii morfologice, ci mai ales pe bază de similitudini geologice. Astfel, el indică urmele acelei văi pontice în patru locuri:

- la Cazane, la altitudinea absolută de 320 m;
- în bazinul Milanovăţului, spre vărsarea văii Porecic, la altitudinea de aproximativ 270 m deasupra acesteia, sau la 330-340 m altitudine absolută (*Op. cit*., p. 13);
- spre Moldova Nouă şi anume pe malul Iugoslav la 310-340 m, iar pe malul românesc o porţiune redusă în dreptul satului Sf. Elena la 330-370 m; pentru aceste ultime porţiuni *J. Cvijič* arată că deasupra lor se ridică o margine abruptă până la 450 m

înălțime (atât pe malul românesc cât şi pe cel iugoslav); de asemenea, afirmă că mai sus de Golubaci această suprafață nu mai apare[24];

- la Şip-Kalfa-Podvârska, unde are 370-450 m (*Op. cit*., p. 14, 15); şi în această parte, deasupra suprafeței, se ridică un abrupt de circa 40-50 m.

Primele trei locuri pot fi încadrate unei singure unități de vale, fiind situate la altitudini apropiate; ultima însă prezintă altitudini şi înclinări (370-450 m) care nu permit să fie încadrată în aceeaşi unitate de vale. De aceea *J. Cvijič* a recurs la unele artificii. Menționăm printre acestea faptul că exclude suprafața Bahnei din cadrul văii pontice, deşi ea apare evident în continuitate cu porțiunea de la Cazane, iar *Emm. De Martonne* (1907, p. 134-135) o racordase, înaintea cercetărilor lui *J. Cvijič*, cu o suprafață de deasupra Porecicăi (bazinul Milanovățului). Pentru a face racordarea tuturor celor patru porțiuni *J. Cvijič* consideră mai întâi că, din punct de vedere geologic, toate acestea sunt identice, deoarece suportă cam aceleaşi tipuri de pietrişuri; după aceea, le admite ca racordate într-o singură vale. Mai departe, pentru a explica diferențele de nivel, el invocă o serie de mişcări care „ondulează" pe porțiuni foarte scurte, peneplena Miroci şi nivelul văii pontice, excluzând mişcările de bloc. Astfel, ajunge la concepția unei singure peneplene peste toate regiunile din jur, neglijând treptele diferitelor nivele, care se află deasupra văii pontice; mai mult, pentru suprafața Miroci admite aceeaşi vârstă cu a văii pontice (p. 35-36).

Câteva comentarii. Într-adevăr nivelul superior al văii Porecik (în bazinul Milanovăț - Iugoslavia) se dezvoltă mai spre vest decât actualul curs, fapt remarcat de *Emm. De Martonne* şi apoi de *J. Cvijič*, din care rezultă o scurgere inițială către vest; nivelul dinspre Moldova Nouă (de la Golubaci) înclină, cum chiar *J. Cvijič* remarcă, tot către vest (op. cit., p. 12); la acesta se poate racorda şi nivelul Cazanelor şi mai ales cel al Bahnei. În ceea ce priveşte nivelul de Kalfa-Podvârska (Iugoslavia), o serie de caracteristici, indicate tot de *J. Cvijič* (altitudini de până la 420-450 m, înclinare către sud, pantă mare de circa 8,6% şi îngroşarea pietrişului până la 7 m mai sus de Podvârska) nu conduc spre interpretarea acestuia ca parte a văii pontice; caracterele arătate sunt specifice întregii fâşii piemontane şi de glacis formată la contactul podişului Miroci şi Mehedinți cu lacul romanian şi villafranchian din Depresiunea Getică. Deformările tectonice, invocate de *J. Cvijič*, pentru inversarea nivelului de la Podvârska, trebuiau să afecteze puternic şi alte regiuni vecine, care însă nu indică deformări. În ce priveşte pietrişurile, ele sunt reprezentate în mod special prin cuarțite, ceea ce nu reprezintă o dovadă elocventă pentru existența unui curs de apă unitar din Cazane până la Podvârska; pot fi însă piemontane, ca în Piemontul Getic.

Aşadar, argumentele pe care *J. Cvijič* le aduce pentru a pune cap la cap toate „tălpile" de vale pontică, identificate în diferite locuri, sunt cu totul discutabile şi pot fi interpretate cu mai multă uşurință în alte moduri. Chiar *J. Cvijič* a interpretat, la un moment dat, regiunea de la Kalfa ca fiind urmele unui râu carpatic predunărean care a curs perpendicular pe Porțile de Fier la Şip (*Op. cit*., p. 15).

Mai interesant de urmărit este felul cum *J. Cvijič* face trecerea de la valea premiocenă la strâmtoarea miocenă şi apoi la valea dunăreană pontică. El consideră că apele miocene au pătruns în zonele de la Milanovăț, Orşova, Bahna folosind urmele unor văi vechi premiocene şi formând la început două golfuri, separate printr-o cumpănă de ape care trecea aproximativ printre Greben şi Liubcova. Această cumpănă dispăruse în timpul mediteranului II, când se realizase o strâmtoare care lega bazinul Pontic de cel

[24] Cercetările efectuate în această regiune de colectivul nostru au identificat-o însă pe toată zona, până spre Baziaş.

Getic. În sarmaţian această strâmtoare nu mai exista deoarece stratele sarmaţiene ajungeau în vest până la Pescari, iar la est numai până la Orşova. Ar rezulta că se refăcuse cumpăna de ape din zona Greben-Liubcova. Pe de altă parte se arată că stratele sarmatice ocupau zona de la Orşova-Bahna *dar treceau şi spre Şip unde aveau un taluz îndreptat către bazinul Getic care a fost folosit ulterior de Dunăre*[25], săpând în pliocen o vale nouă prin stratele sarmatice, jurasice şi cristaline. De aici trage concluzia că la Şip Dunărea este pliocenă şi epigenetică. Se impunea însă, de data aceasta, să fie explicată nu numai trecerea pe la Şip, dar şi legătura dintre Liubcova şi Greben unde se refăcuse cumpăna de ape. Totodată, *J. Cvijič* arată că la Orşova şi Dubova formaţiunile sarmaţiene sunt acoperite cu depuneri groase ale detritusului pliocen şi pleistocen în care predomină elemente rulate de cuarţ. Aceste strate tinere sunt depuse în formă de deltă ce înclină faţă de Dunăre cu $10\text{-}12^0$. Este ciudat, spune *J. Cvijič*, că în aceste depuneri nu se ivesc detritusuri de calcare din strâmtoarea Cazane; de aceea *J. Cvijič* împreună cu *Peters* le consideră ca o *deltă pliocenă* şi *pleistocenă* a Cernei, care se vărsa într-un lac al Dunării format prin baraj cu ajutorul stâncilor strâmtorii Şip (op. cit., p. 9). Aceleaşi formaţiuni de apă dulce depuse sub formă de con de dejecţie sau deltă se întâlnesc şi deasupra depozitelor miocene de la Milanovăţ. *J. Cvijič* consideră că depunerea acestor formaţiuni este în strânsă legătură cu cele trei bazine interioare (Orşova, Dubova, Milanovăţ) în care au stagnat lacuri provizorii şi conuri mari de dejecţie. Se pare că aceeaşi situaţie domnea în pliocenul superior şi pleistocen, cu deosebirea că lacurile nu luau naştere doar în timpul inundaţiei ci că au fost permanente (op. cit. p. 11). Din cele spuse mai departe şi anume că rupturile de pantă (respectiv liniile de baraj), în spatele cărora se formau lacurile, s-au redus ca altitudini din pliocen până azi, ar rezulta că el admite existenţa unor lacuri în lungul defileului, care deversau continuu către bazinul Getic. Faptul vine însă în contradicţie cu posibilitatea formării unui con de dejecţie dunărean din materiale grosiere şi rulate, înspre bazinul Getic, amintit de asemenea de *J. Cvijič*.

Desprindem, ca o concluzie, că *antecedenţa lui J. Cvijič are nevoie şi de plasarea unor captări*, în anumite momente, pentru a explica trecerea de la Orşova la Turnu Severin, adică trecerea de la strâmtoarea marină care se întindea de la Milanovăţ spre Bahna şi nu spre Turnu Severin. Artificiul la care recurge, cu înclinarea taluzului sarmaţian de la Orşova către Turnu Severin, este neverificat geologic (*Emilia Saulea şi colab.*, Harta litofacială a sarmaţianului inferior şi mediu, 1964).

De altfel, mergând pe linia unei antecedenţe ponţiene, *J. Cvijič* caută să încadreze Dunărea unei concepţii mai largi pe care autorul o avea despre evoluţia reliefului Europei. El considera că un mare fluviu pliocen trecea din Bosfor către lacurile ce existau în nordul Mării Egee şi se vărsa probabil în Marea Mediterană lângă insula Rhodos. Dunărea pliocenă ar fi putut forma, în concepţia sa, cursul superior al acelui mare fluviu (*J. Cvijič*, 1908, p. 42).

Studiul lui *J. Cvijič*, asupra Porţilor de Fier, prezintă două laturi: una priveşte *observarea şi consemnarea faptelor* de teren şi alta, *interpretarea* acestora. În ceea ce priveşte prima, trebuie remarcat că *J. Cvijič* a observat şi notat real fenomenele şi formele de relief care puteau da indicaţii asupra evoluţiei defileului: terase, unele nivele superioare, sedimentele bazinelor miocene, deltele vechi ale Cernei, Porecicăi etc., împărţirea defileului în câteva bazine despărţite anterior prin cumpene de ape, posibilitatea existenţei unui lanţ de lacuri, aparenţa unui con de dejecţie dunărean în Oltenia etc. Interpretarea faptelor însă, după cum s-a arătat, în majoritatea cazurilor, este contradictorie faţă de o serie de realităţi privite în ansamblu.

[25] Sublinierea noastră.

Autorii care ulterior au susţinut ipoteza antecedenţei au adus argumente care nu-l completează prea mult pe *J. Cvijič*. Astfel *V. Mihăilescu* (1963, 1965) admite – prin similitudine cu Jiul, Oltul, Buzăul, care au rezistat unor mişcări de ridicare, păstrându-şi cursul – că şi Dunărea, mult mai mare, trebuie să fi persistat în acelaşi fel. Nu vedem de ce este absolut obligatorie această interpretare, mai ales că studiile cele mai detaliate despre Jiu şi Olt indică şi aici fenomene de captare (*Emm. De Martonne*, 1907).

Un alt argument care ar părea mai puternic este luat în discuţie de *N. Orghidan* (1966) şi anume, existenţa unei faune pontocaspice găsită de *M. Băcescu* şi *R. Codreanu* în Cazane şi la Porţile de Fier. Argumentul invocat, că fauna respectivă nu se poate deplasa prin mijloace proprii şi că de aceea ea se află pe locul respectiv încă din timpul strâmtorii miocene nu poate fi susţinut, deoarece defileul propriu-zis reprezintă, printre altele, o succesiune de 5-7 terase ale căror talveguri s-au adâncit succesiv. În cel mai bun caz fauna de la Cazane ar arăta că în zona respectivă a existat în mod continuu o apă, fie lacustră, fie curgătoare; acest fapt nu este exclus nici de cei care susţin o anumită formă a captării. În ceea ce priveşte fauna de la Porţile de Fier, ea putea ajunge aici, după captarea de la Vârciorova (susţinută de noi), transportată din Cazane de curentul Dunării. După unele informaţii o faună similară se găseşte şi în unele lacuri glaciare din Carpaţi (!).

Ipoteza captării, sub diferitele ei variante, este întâlnită mai ales la următorii autori: *Emm. De Martonne* (1902, 1907, 1913), *G. Vâlsan* (1918), *R, Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom* (1948), *Petre Coteţ* (1954), *Gr. Posea, M. Grigore* şi *N. Popescu* (1963), *Gr. Posea* (1964), *I. Rădulescu, Silvia Iancu* şi *Silvia Lupu* (1955).

- *Emm. De Martonne* (1902, 1907, 1931) nu soluţionează problema de amănunt, cum face, de exemplu cu Jiul sau Oltul, arătând numai posibilităţile de efectuare a captării pe calea unei deversări; înclină totodată şi spre părerea influenţei pe care ar fi avut-o carstul în fenomenele de captare. Nu precizează o anume cumpănă de ape.
- *G. Vâlsan* (1918), bazându-se pe rezultatele lui *J. Cvijič*, ale lui *Emm. De Martonne*, pe cercetările geologice din zona defileului şi din regiunile limitrofe, precum şi pe observaţii morfohidrografice din bazinul oltean al Dunării, ajunge la concluzia unei captări peste o cumpănă de ape care trecea prin dreptul localităţii Svinița. Valea Porecic şi bazinul Milanovăţului formau izvoarele unui râu ce curgea spre Câmpia Olteniei; valea Bolietinului reprezintă, pe de altă parte, izvoarele unui râu opus ce mergea către Câmpia Panonică. Argumentele lui *G. Vâlsan* se sprijină pe interpretarea cartărilor lui *J. Cvijič*, iar pe de altă parte pe elementele care dovedesc că Dunărea este, în Oltenia, mai nouă decât bazinul hidrografic al Jiului.

Prelungirea culmii principale a Munţilor Almăj, până deasupra Sviniței, dă într-adevăr impresia unei cumpene de ape care ar fi trecut şi la sud de Dunăre. Totuşi, nivelul Ciucar al Dunării, deşi lipseşte pe harta lui *Cvijič* între Porecic şi Bolietin, poate fi urmărit în teren mai ales în partea de vest a bazinului Milanovăţ; în această parte nivelul respectiv este amintit şi de *Emm. de Martonne* şi chiar în textul lui *J. Cvijič*; ambii precizează că la nivelul acestuia Porecic avea un traseu care de la Moşna se îndrepta mult mai spre vest, faţă de cursul actual. Nici îngustarea „terasei" a 8-a către Cazane, pe care *G. Vâlsan* o foloseşte ca argument pentru existenţa a două văi contrare, nu poate fi luată ca bază, deoarece aceasta este în primul rând în funcţie de rocă. În schimb, argumentele prin care dovedeşte „tinereţea" Dunării în Oltenia sunt documentate, rămânând ca un câştig în ce priveşte studiul formării şi evoluţiei defileului. Dintre aceste argumente amintim faptul că direcţia Jiului, până spre Craiova, precum şi toată reţeaua afluentă lui, pe dreapta, apare ca fiind formată înainte de înjghebarea colectorului actual – Dunărea. Într-adevăr aceste văi au, în general, direcţii de la vest către est, iar Dunărea ar fi trebuit să le imprime o direcţie sudică.

- *R. Ficheux* şi *Génévieve Vergez-Tricom* (1948) emit ipoteza unei succesiuni de captări. De fapt ei concentrează în această ipoteză câteva din părerile şi datele lui *J. Cvijič* şi *Emm. de Martonne*, precum şi propriile lor rezultate asupra evoluţiei hidrografiei din Munţii Apuseni şi Banat. De la *Emm. de Martonne* reiau şi dezvoltă ideea captării, de la *J. Cvijič* ideea bazinelor hidrografice şi a lacurilor interne, iar din Apuseni „aduc" acel număr mare de talveguri refăcute pe verticală (1928)[26]. Metoda de lucru adoptată de cei doi este aceea a depistării vechilor talveguri, interpretarea raporturilor dintre ele şi a direcţiilor de scurgere. Ei găsesc astfel, pe versantul românesc al Dunării, 12 talveguri care se etajează între nivelul fostei albii a Dunării (35-40 m) şi altitudinea de 500 m. „Cele şase talveguri superioare dovedesc că un râu valah a întors către est, prin eroziune regresivă şi captare laterală, tributarii bazinului Orşova-Bahna, apoi tributarii bazinului Milanovăţ (între care Porecic); de asemenea, împingând izvoarele pe traseul vechii strâmtori, acest râu a atras apele Siriniei şi Berzascăi, afluenţi ai golfului Liubcova şi ai lacului Panonic" (*R. Ficheux* şi *G. Verghez-Tricom*, 1948). Rezultă, din cele de mai sus, că autorii admit două lacuri (unul la Orşova şi altul la Milanovăţ) şi un golf panonic care pătrundea până la Liubcova.

Dunărea, care a pătruns prin captări succesive în defileu, a atins lacul Panonic la altitudinea de 260 m, devenind emisar al acestuia. Autorii susţin scăderi treptate ale lacului, marcate la 250 şi 210 m şi, la altitudinea actuală de 200-190 m ar fi atins fundul lacului pe care astfel l-a exondat. De la altitudinea de 190 m în jos începe seria celorlalte şase talveguri care înclină de data aceasta în sensul actual al cursului Dunării. Tot cu această altitudine începe erodarea deltelor şi a conurilor de dejecţie care se depuseseră înainte pe zona litorală şi totodată se produce o adâncire a văii care atinge până azi circa 100 m. Cauza captărilor succesive, efectuate în timpul primelor şase talveguri, este pusă pe seama mişcărilor de înălţare a zonei carpatice în pleistocen (contemporană, după autori, cu primele începuturi glaciare din munţi). Sunt admise numai mişcări de bloc ce au condus la o înclinare uniformă a talvegurilor, respingându-se ideea mişcărilor ondulatorii a lui *J. Cvijič*.

Concepţia captărilor succesive, aşa cum a dezvoltat-o *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom* este reluată mai recent de către *Petre Coteţ*, *I. Băcănaru* (1965) şi *I. Rădulescu*, *S. Iancu*, *S. Lupu* (1965).

- Cercetările şi cartările efectuate de *Gr. Posea, M. Grigore, N. Popescu* (1963) şi *Gr. Posea* (1964) au permis *noi precizări* asupra câtorva interpretări întâlnite mai ales la *J. Cvijič* şi *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom*, singurii care au efectuat cercetări de teren în defileu înaintea colectivului nostru. Astfel, este neîndoielnic rolul iniţial pe care l-au jucat *depresiunile tectonice miocene* în formarea defileului; ele se legau probabil prin strâmtori. Aceste depresiuni, de la Orşova se continuau însă către Bahna, dar mai departe este îndoielnic faptul dacă aveau sau nu legătură cu bazinul Getic. Ceea ce este important de reţinut de la acel şir de strâmtori este faptul că nu a avut nici odată legătură cu bazinul Getic pe direcţia Orşova - Turnu-Severin[27] (or *J. Cvijič* susţinea că Dunărea s-a îndreptat de la Orşova spre Turnu-Severin folosind un pat înclinat al Mării Sarmatice). Ca urmare, admiterea formării Dunării prin captare (regresivă sau deversare) în regiunea de la Vârciorova se impune de la sine. Antecedenţa unei Dunări peste tot defileul ar rămâne valabilă numai în situaţia când ea şi-ar continua drumul de la Orşova prin depresiunea Bahnei (direcţie cartată chiar de *J. Cvijič* ca vale probabilă premiocenă, pe care s-a instalat apoi o strâmtoare miocenă).

[26] „Bull. Asoc. Geogr. Fr.", nr. 23-24, p. 34.

[27] Vezi hărţile litofaciale redactate de Emilia Saulea şi colab.

De aceea, o atenție deosebită trebuie acordată continuității nivelelor superioare şi mai ales „terasei" a 8-a (nivelul umerilor de vale) în porțiunea dintre Orşova şi Vârciorova. Astfel, suprafața medie (Râu Şes) din Podişul Mehedinți, cartată de *Emm. de Martonne* (1907, fig. 55-56), se extinde până aproape de malul actual al Dunării şi trece, în continuitate, pe dreapta fluviului, în suprafața Miroci. Asupra acestui punct insistăm, deoarece suprafața Miroci nu este, aşa cum au crezut unii autori şi mai ales *Emm. de Martonne*, echivalentă cu Gornovița. În realitate Gornovița formează un culoar îngust între Bahna şi Baia de Aramă şi se continuă de la Orşova în susul defileului; pe malul românesc are altitudini în jur de 400 m, iar pe malul iugoslav este aproape insesizabilă datorită deplasării Dunării spre dreapta.

Pe de altă parte, nivelul Ştribățului (Štrbac – 768 m, Iugoslavia) este echivalentul suprafeței Almăjului, respectiv Borăscu[28]. O dată cu ruperea tectonică a acestei suprafețe superioare (Ştirbăț-Almăj) s-au format bazinetele din culoarul miocen al defileului şi bazinului Bozovici. După formarea acestor bazinete a început şi modelarea suprafeței medii (Râu Şes); la sud de Dunăre ea avea forma unei peninsule care pătrundea dinspre Miroci, pe la Ştirbăț, până în Mehedinți. Această peninsulă constituia totodată şi *cumpăna apelor* între culoar şi bazinul Getic. În timpul Gornoviței, cumpăna nu a fost distrusă, ea rămânând unitară până în timpul captării de la Vârciorova.

În ceea ce priveşte nivelul aşa-zisei terase a 8-a, cercetările noastre concordă cu cele ale lui *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom*, în sensul că nivelul respectiv înclină, în general, dinspre Cerna şi Bahna invers scurgerii actuale a Dunării; nu există nici un indiciu, pe porțiunea Porților de Fier, care să dovedească urme sigure ale acestei „terase". Din contră, aici are loc o îngustare a văii, inclusiv la nivelul „terasei" a 8-a. Or, luând în considerare marea dezvoltare pe care o are acest nivel în imediata apropiere (la Orşova, pe Bahna, pe Cerna) ar urma ca şi aici să se întâlnească o lățime relativ similară. În plus, nivelul acesta indică şi posibilitatea unor delte care se formau, cel puțin periodic, atât în bazinetul Bahna cât şi la Orşova sau la Milanovăț. Existența deltelor dă posibilitatea admiterii, fie a unor lacuri locale, care aveau legături periodice dirijate către bazinul Panonic, fie a unei aridități climatice care făcea ca apele curgătoare să aibă un regim torențial. De altfel, asemenea delte sau conuri mari de dejecție se întâlnesc şi în Carpații din Vest, cum ar fi pe Crişuri (mai ales la Vadul Crişului), pe Someş, pe Lăpuş; de la nivelul acestora s-au adâncit văile înguste actuale. Încercarea lui *J. Cvijič* de a unifica deltele din defileu într-un talveg unitar care să meargă de la Podvârska pe la Orşova, Milanovăț (adică indiferent unde s-ar găsi ele), a avut nevoie de admiterea unor mişcări recente ondulatorii (cu o curbură foarte restrânsă), ceea ce nu se verifică la teren.

Constatând şi admițând existența nivelului Ciucar (terasa a 8-a) noi excludem şi părerea lui *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom*, a existenței unor lacuri locale în timpul acestuia; ele apar însă sub forma unor bazinete care funcționau ca nivele locale de bază şi care deversau, în timpul ploilor torențiale, dinspre Orşova către Milanovăț, Liubcova, spre arealul Panonic. Aceste bazinete depresionare erau unite şi funcționau aproximativ ca unele ueduri mari din nordul Africii.

Aşadar, o a doua etapă în formarea defileului (după strâmtoarea marină) o constituie un râu care se *îndrepta dinspre Cerna şi Bahna către bazinul Panonic*. Cumpăna sa de ape era fixată, ca şi în etapa anterioară, aproximativ în dreptul Vârciorovei, peste Porțile de Fier.

[28] Prin această prismă considerăm că şi cele mai înalte vârfuri din Podişul Mehedinți pot fi resturi ale Pediplenei carpatice (Borăscu).

Ideea acestui râu – care sigur nu avea deschidere către depresiunea Getică, ci invers – ne obligă să admitem, cel puțin pentru bazinul Panonic un *bilanț hidrologic negativ*. Deci, apare o cauză climatică ce dădea posibilitatea existenței unui nivel de bază panonic mai coborât, care atrăgea apele masivului Almăj şi ale Cernei către vest. Datele climatice concordă cu datele morfologice şi anume: văi relativ scurte, dar cu eroziune laterală puternică (văile Bahna, Cerna, Porecic, Bolietinul – toate socotite la nivelul „terasei" a 8-a), delte continentale larg împrăştiate la confluențele principale ale nivelului „terasei" a 8-a.

Trecerea de la acest bilanț negativ, din depresiunea Panonică, spre un bilanț hidrologic pozitiv s-a făcut printr-o perioadă îndelungată de tranziție. Dar tranziția climatică înseamnă şi tranziție în formele de relief create de văi. În acest sens au fost observate două nivele de tranziție (*Gr. Posea*, *M. Grigore*, *N. Popescu*, 1963), terasele a 7-a şi a 6-a, situate la 250 m şi respectiv 210 m altitudine absolută. Această tranziție se menține şi după ce bilanțul hidrologic devine pozitiv, şi anume până când înălțarea lacului Panonic şi-a întins remuul pe defileu către Orşova şi atâta timp cât cumpăna de ape de la Vârciorova a rezistat tendințelor de deversare cât şi a celor de captare „regresivă" venite dinspre bazinul Getic. Perioada de tranziție se poate deduce şi din lucrarea lui *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom*; aceşti autori admit că oglinda lacului a fost atinsă de captări la altitudinea de 260 m (deci în timpul terasei a 7-a semnalată de noi), dar golirea efectivă şi adâncirea rapidă a văii începe numai la altitudinea de 200-190 m. Interpretarea acestor nivele de către autorii citați apare însă greşită; în momentul când râul din defileu ar fi atins oglinda lacului Panonic (260 m) el căpăta implicit un debit mare şi se adâncea rapid în continuare; aceasta cu atât mai mult cu cât prin cele trei captări succesive anterioare, presupuse de autori, râul trebuia să-şi fi format o pantă destul de înclinată către bazinul Getic. Or, curios, *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom* admit că numai în momentul în care lacul a fost golit complet de apă (190 m) a început adâncirea rapidă a râului în defileu; dar acest lucru nu este posibil deoarece debitul râului, prin dispariția lacului, se micşora, iar cantitatea de aluviuni creştea procentual brusc, ceea ce presupune o reducere a posibilității de adâncire prin eroziune. Interpretarea aceasta se impune a fi schimbată în sensul admiterii unei perioade de tranziție, de la un bilanț hidrologic negativ către unul pozitiv. Perioada respectivă a dus la formarea şi ridicarea treptată a nivelului unui lac Panonic, urmată de o deversare combinată cu o captare, care s-au manifestat relativ brusc la Vârciorova. Efectele acestui fenomen au fost diferite în defileu şi în zonele extreme acestuia: golirea unor sedimente de pe marginea Depresiunii Panonice; adâncirea puternică a noului râu-fluviu în defileu şi mai ales pe distanța Orşova-Gura Văii; descărcarea bruscă a aluviunilor spre Câmpia Olteniei.

Pătrunderea Dunării în Câmpia Română găseşte lacul Getic retras spre Olt, ceea ce presupune o accentuare a mişcărilor de înălțare a zonei carpatice, care afectau şi regiunea de câmpie, cu diferența că în această parte ridicarea era mult mai lentă. Cam în acelaşi fel mişcările carpatice afectau şi bordura Câmpiei Panonice. De aceea, trebuie admis că, pe măsură ce oglinda lacului Panonic se înălța din cauza bilanțului hidrologic care devenea pozitiv, în aceeaşi măsură se înălța tectonic şi fundul lacului.

Pe de altă parte, diferența altitudinală relativă dintre Carpații (Almăj) şi oglinda lacului în ridicare se mărea datorită înălțărilor mai accentuate din munte. Ca urmare, terasele a 7-a şi a 6-a pot fi socotite ca epirogenetice. Terasa a 5-a, în schimb, s-a dezvoltat puternic şi repede în legătură cu noul nivel de bază din Câmpia Română şi de aceea poate fi socotită terasă predominant eustatică. Terasele inferioare sunt însă în egală măsură eustatice şi epirogenetice (în sensul că mişcările de înălțare au dus la retragerea treptată a lacului Câmpiei Române).

Aşadar, o a treia etapă în formarea defileului este marcată prin *captarea de la Vârciorova – Porţile de Fier*, care s-a produs prin *deversare*, dar şi cu ajutorul eroziunii regresive dinspre Câmpia Olteniei. Captarea a avut loc imediat înainte de formarea podului terasei de 90-115 m, prima care poate fi urmărită cu precizie pe tot defileul în sensul actual de scurgere. Terasa respectivă retează şi formaţiunile piemontului Getic, fiind deci imediat mai nouă decât acesta. Ea marchează şi începutul formării Dunării actuale, ca fluviu cu scurgere dinspre Câmpia Panonică spre Câmpia Olteniei.

Sinteză asupra formării defileului

Concepţiile asupra instalării Dunării prin actualul defileu al Porţilor de Fier au evoluat în decursul timpului şi s-au îmbogăţit cu date geologice şi geomorfologice şi cu multiple interpretări ale acestora. De asemenea, este de reţinut că cercetări şi cartări morfologice amănunţite s-au efectuat, în defileu, numai în două rânduri şi anume, în jurul anului 1908 (*J. Cvijič*) şi între 1963-1966 (*Gr. Posea şi colab.*) pentru teritoriul românesc.Celelalte publicaţii s-au bazat, cu precădere, pe interpretarea datelor geologice, a datelor lui *J. Cvijič*, precum şi pe argumente culese din afara defileului.

Multitudinea de păreri emise poate fi cuprinsă în patru grupe.

1. *Ipoteza conform căreia defileul s-a dezvoltat pe un sistem de linii rupturale, aproximativ perpendiculare pe axa Carpaţilor şi Balcanilor*. Este prima încercare de a explica instalarea Dunării în acest loc. Unul dintre principalii adepţi ai acestei teorii este *Romulus Sevastos* (1904, 1908); arătând şi insuficienţele ipotezelor formulate până la el, precizează că existenţa unei dislocaţii este pusă în evidenţă de următoarele fapte: a) apariţia, în cadrul defileului, a unor bazinete depresionare, bine conturate de linii de falii, cărora le corespund, în relieful actual, abrupturile; b) în cadrul defileului se întâlnesc două direcţii de fracturare care au permis dislocarea şi decroşarea stratelor, pe o mare suprafaţă, după direcţiile de şistuozitate ale acestora; c) existenţa unei falii orientată nord-sud, în lungul căreia s-a axat „clisura inferioară" ce separă şisturile cristaline de calcare jurasice şi cretacice, de-a lungul căreia au apărut la zi roci eruptive terţiare; d) traseul de zigzag al defileului, care nu este rezultatul unei evoluţii prin meandrare încătuşată, ci s-ar datora unor mari dislocaţii al scoarţei terestre[29].

Puncte de vedere similare au fost formulate şi mai înainte, dar în mod general, de către alţi cercetători, printre care *K. Peters* (1876), care intuieşte şi o captare dinspre bazinul Getic, *Bela von Inkey* (1184), *G. Ianescu* (1895), *M. Drăghiceanu* (1896) etc.

De asemenea, prin prisma reflectării structurii geologice în morfologie, merită a fi menţionată şi ideea lui *Fr. Schafarzik* (1891), conform căreia, în sectorul defileului, Dunărea s-ar fi axat pe o zonă perpendiculară a părţii axiale a lanţului Carpato-Balcanic, pe care el o denumea „ondulaţie longitudinală".

2. *Ipoteza deversării lacului panonic* a fost formulată de *Fr. Toula* (1896) şi susţinută de *I. Halavats* (1900) şi alţii. Conform acestei ipoteze, ridicarea nivelului lacului postsarmaţian (ponţian ?) din bazinul Panonic a fost urmată de revărsarea acestuia, prin zona defileului actual, către lacul din bazinul Getic. Această deversare a determinat formarea defileului Dunării, ea fiind dinamizată şi de puternicele mişcări subsidente, cu caracter moştenit, din partea estică a actualei Câmpii Române.

Cercetările ulterioare întreprinse de *Gh. Murgoci* (1902, 1908), *J. Cvijič* (1908), *Gh. Macovei* (1909), *I.P. Voiteşti* (1935), *Fl. Marinescu*, *Josefina Marinescu* (1963) şi alţii, au indicat prezenţa în lungul defileului, îndeosebi în sectoarele de bazinete, a unor *depozite de vârstă miocenă*, care atestă existenţa unui *canal permanent* de legătură între bazinele Panonic şi Getic şi nu a fenomenului de deversare, întrucât nivelul acestor două

[29] R. Sevastos (1904, p. 671-672).

bazine era acelaşi. Cu excepţia lui *J. Cvijič*, după care „… întregul teren dintre Orşova şi Şip a fost acoperit cu strate sarmaţiene reprezentând o pantă îndreptată către est, adică spre bazinul românesc …" (1908, p. 7), ceilalţi autori consideră că numai între Baziaş şi Orşova traiectul canalului era axat pe actualul defileu. De la Orşova (după cum rezultă din prezenţa depozitelor miocene de la Bahna, Balta şi Baia de Aramă, precum şi din existenţa culoarului situat în nord-vestul Podişului Mehedinţi) direcţia canalului miocen se desfăşura pe aliniamentul Bahna-Balta-Baia de Aramă către depresiunea Getică şi nu peste Porţile de Fier.

3. *Ipoteza antecedenţei*, formulată prima dată se pare de *A. Penck* (1895), a fost dezvoltată, într-o lucrare de amploare, de către *J. Cvijič* (1908). Acesta a observat şi notat aproape toate fenomenele şi formele de relief care puteau da indicaţii asupra evoluţiei defileului (terase; unele niveluri superioare; sedimentele bazinelor miocene; deltele vechi ale Cernei, Porecicăi etc.; împărţirea defileului în câteva bazine, despărţite iniţial prin cumpene de ape, pentru care a întrezărit posibilitatea ca să fi funcţionat ca un lanţ de lacuri; existenţa unui aparent con de dejecţie dunărean în Oltenia etc.).

J. Cvijič consideră actualul defileu ca provenit dintr-o strâmtoare marină miocenă, strâmtoare care, la rândul ei, se instalase peste o vale premiocenă. Strâmtoarea miocenă se întindea de la Milanovăţ către Bahna; numai în timpul sarmaţianului aceasta ar fi căpătat o pantă îndreptată de la Orşova către Şip, folosită ulterior de către Dunăre, care a săpat aici, în pliocen, o vale nouă („Pontiche Talboden") prin formaţiunile sarmatice, jurasice şi cristaline.

Argumentul cel mai puternic în sprijinul ipotezei sale, *J. Cvijič* îl vedea în reconstituirea văii „pontice" în lungul întregului defileu. El identifică urmele acelei văi, mai ales în patru regiuni: la Cazane (320 m altitudine absolută), în bazinul Milanovăţ (330-340 m altitudine absolută), la Moldova Nouă (310-340 m altitudine absolută) şi la Şip-Kalfa-Podvârska (370-450 m altitudine absolută). Dacă primele trei porţiuni pot fi racordate într-o singură unitate de vale (între Orşova şi Baziaş), ultima porţiune prezintă caractere cu totul deosebite[30] (altitudinile urcă până la 420-450 m, faţă de 320 m la Cazane, înclinarea este către sud, panta fiind mare, depozitul de pietrişuri se îngroaşă către Podvârska, unde ajunge la 7 m) semnalate chiar de *J. Cvijič*. Pentru a face totuşi racordarea celor patru porţiuni, el consideră că, din punct de vedere geologic, aceste suprafeţe sunt identice, deoarece suportă cam aceleaşi tipuri de pietrişuri (cuarţitice). De asemenea, pentru a explica diferenţierile altimetrice şi mai ales panta prea înclinată a ultimului sector, el este nevoit să invoce mişcări care au „ondulat" pe porţiuni foarte scurte, atât peneplena Miroci cât şi nivelul văii „pontice".

În favoarea antecedenţei, adică a trecerii nemijlocite de la strâmtoarea marină miocenă la o vale transversală pe direcţia vest-est, s-au pronunţat şi alţi autori. Astfel, *V. Mihăilescu*, este de părere că un râu de importanţa Dunării trebuie să fi persistat pe loc în timpul mişcărilor pe verticală a munţilor, dacă râuri cu debit mai redus, ca Jiul sau Oltul, au reuşit să-şi păstreze vechiul traseu.

De asemenea, *N. Orghidan* aduce în sprijinul acestei ipoteze prezenţa faunei bentonice ponto-caspice relicte din „genunele" Cazanelor. Dar cel mai „impresionant" argument pare a fi aparentul con aluvional (*J. Cvijič*, 1908), cu sedimente de vârstă villafranchiană (*E. Liteanu, C. Ghenea*, 1966), situat în vestul Olteniei, care ar părea construit de o apă cu debit mare, ca Dunărea. Forma de con a fost însă interpretată încă de *G. Vâlsan* ca rezultat al instalării unei reţele hidrografice locale, predunărene, ca

[30] Care, după noi, sugerează, nu o terasă, ci *o zonă de piemont sau glacis*, dezvoltată la marginea podişurilor Miroci şi Mehedinţi.

urmare a începutului retragerii lacului Getic. De asemenea, *Gr. Posea şi colab.* (1967) arată că Dunărea nu aduce pietriş mare în Câmpia Română din cauza *competenţei sale reduse*, acesta aparţinând râurilor carpatice care construiau piemonturi.

Ipoteza antecedenţei este susţinută şi de *C. Gheorghiu*, *M. Iancu* (1967). Ei precizează că arealul defileului se află încadrat între două unităţi structurale inegal adâncite – bazinele Panonic şi Pontic, şi lasă să se înţeleagă că, cel puţin în faza iniţială, între aceste bazine au existat mai multe căi de legătură, iar falia Belgradului, continuată cu aceea a defileului, a influenţat temporar şi local cursul Dunării. „Mişcările de înălţare de la sfârşitul pliocenului, nu au putut întrerupe comunicarea între aceste două bazine" … astfel încât … „în consecinţă defileul este antecedent şi adâncit epigenetic" (p. 90-91).

4. *Ipoteza captării* apare pentru prima dată la *K. Peters* (1870), apoi la *Gh. M. Murgoci* (1902), *Emm. de Martonne* (1902) ş.a. O fundamentare precisă şi netă a captării începe însă numai cu *G. Vâlsan* (1918), care se ocupă special de defileu, opunând interpretările sale celor ale lui *J. Cvijič*. Cercetătorii de până la *G. Vâlsan* au analizat cu precădere rolul tectonicii şi al barelor calcaroase în facilitarea captării (*K. Peters*, 1876; *R. Cholnoky*, 1905), oscilând, în ceea ce priveşte izvoarele Dunării valahe, între Cerna (*Emm. de Martonne*, 1902) şi Cerna plus Porecic (*Emm. de Martonne*, 1908). Începând cu *G. Vâlsan* ipoteza captării capătă preciziuni în ceea ce priveşte fixarea cumpenei de ape dintre bazinul Panonic şi cel Getic, cât şi în ceea ce priveşte argumentele de ordin geomorfologic.

După locul de fixare a cumpenelor de ape, ipoteza captării îmbracă mai multe *variante*.

a) *Captarea peste o cumpănă de ape aflată pe aliniamentul Svinița-Maidapek*. *G. Vâlsan* (1918) ajunge la concluzia unei captări post-levantine peste o cumpănă care urmărea culmea principală a Munţilor Almăjului. Valea Porecic şi bazinul Milanovăţului (Iugoslavia) formau izvoarele unui râu care curgea spre Câmpia Olteniei, iar Bolietinul (Iugoslavia) curgea invers, către Câmpia Panonică. Este posibil ca Bolietinul şi alte asemenea râuri „… să fi deschis drum pe urmele vechii strâmtori sau pe urmele vechilor golfuri, pe care le adâncise, în acest ţinut, marea secundului etaj mediteranean" (p. 142). Argumentele lui *G. Vâlsan* se sprijină chiar pe interpretarea cartărilor lui *J. Cvijič*, precum şi pe elemente care dovedesc că Dunărea este, în Oltenia, mai nouă decât bazinul hidrografic al Jiului. Este vorba de faptul că Jiul spre Craiova, precum şi toată reţeaua afluentă lui pe dreapta, apar ca mai vechi decât formarea unui colector dunărean. Aceste văi au în general direcţii de la vest către est, iar Dunărea, dacă ar fi fost colector iniţial, ar fi trebuit să le imprime o direcţie sudică; ele sunt în fapt văi subsecvente (nu consecvente).

b) *Captări succesive, pe bazine hidrografice, desfăşurate dinspre bazinul Getic către vest*. Conform acestei ipoteze formulată de *R. Ficheux* şi *G. Vergez-Tricom* (1948) şi susţinută de *I. Rădulescu, Silvia Iancu, Silvia Lupu* (1965), defileul dunărean al Porţilor de Fier ar fi rezultat prin captări succesive efectuate dinspre bazinul Getic; în urma acestora Dunărea a ajuns să-şi creeze un curs unitar, traversând unul după altul bazinele din lungul defileului: Orşova-Ogradena, Svinița, Berzasca, Liubcova, Moldova-Veche.

R. Ficheux şi *G. Vergez-Tricom* (1948) semnalează, pe versantul românesc al Dunării, 12 talveguri ce se etajează între luncă şi 500 m altitudine absolută. „Cele şase talveguri superioare dovedesc că un râu valah a întors către est, prin eroziune regresivă şi captare laterală, tributarii bazinului Orşova-Bahna, apoi tributarii bazinului Milanovăţ (între care Porecik); de asemenea, împingând izvoarele pe traseul vechii strâmtori, acest râu a atras apele Siriniei şi Berzascăi, afluenţi ai golfului Liubcova şi ai lacului Panonic". Fără să rezulte sigur, autorii par să admită existenţa pe acest traseu a două lacuri (unul la

Orşova şi altul la Milanovăţ) şi un golf Panonic care pătrundea până la Liubcova, toate devenind favorabile şi înlesnind la un moment dat captarea dinspre Turnu Severin şi Orşova.

c) *Captarea în zona Porţilor de Fier*. O variantă mai nouă a ipotezei captării, ce presupune o cumpănă de ape situată peste Porţile de Fier, este emisă de *Gr. Posea şi colab.* (1968), *Gr. Posea* (1964). Argumentele principale în acest sens au rezultat din racordarea datelor geomorfologice cu cele geologice, în ceea ce priveşte evoluţia culoarului tectono-eroziv, în special pe distanţa Milanovăţ-Bahna; respectiv, s-a urmărit şi au fost cartate suprafeţele şi terasele din lungul defileului şi Depresiunea Bahna.

Cercetările geologice mai vechi şi cele mai noi au conchis în unanimitate că strâmtoarea marină se continua de la Orşova către Bahna, fără vreo prelungire peste Porţile de Fier (*G. Macovei*, 1909; *I. Ionescu-Argentoaia*, 1918[31]; *Fl. Marinescu* şi *Josefina Marinescu*, 1963 ş.a.). Cercetarea şi cartarea suprafeţelor de nivelare au indicat modelarea şi continuitatea lor în acelaşi sens (*Gr. Posea, M. Grigore, N. Popescu*, 1963). Astfel, suprafaţa medie (Râu-Şes), lasă deasupra ei o serie de martori (suprafaţa Almăj) ce se înşiră din Podişul Mehedinţi până către Vf. Ştirbăţ (768 m, Iugoslavia). Este vorba de resturi ale unei cumpene care despărţea culoarul marin Milanovăţ-Balta de bazinul Getic. Şi mai evidentă este continuitatea însăşi a suprafeţei Râu-Şes din Podişul Mehedinţi în Podişul Miroci, peste sectorul Porţile de Fier. O referire specială se poate face la porţiunea suprafeţei dintre Vârciorova şi Şip, unde altitudinile sale de 440-500 m sunt retezate brusc de versanţii Dunării care o întrerup uneori numai pe distanţă de 2-3 km. Modul de dezvoltare al suprafeţei inferioare (Gornoviţa), situată la ± 400 m, sub forma unui culoar care pătrundea dinspre Baia de Aramă peste Bahna către Orşova şi Milanovăţ, scoate şi mai mult în evidenţă aspectul de peninsulă alungită şi rolul de cumpănă de ape pe care l-a avut în acest timp suprafaţa Râu-Şes din podişurile Mehedinţi şi Miroci.

Cât priveşte prima albie sigură, nivelul Ciucar (t_8) dezvoltat în defileu, pontic după *J. Cvijič*, levantin după *G. Vâlsan* şi villafranchian după *Gr.* Posea,aceasta a fost sculptată în suprafaţa echivalentă Gornoviţei şi se scurgea dinspre Bahna către Milanovăţ şi mai departe către Depresiunea Panonică; urmele sale au fost întâlnite inclusiv pe porţiunea Iuţi-Svinița, unde *G. Vâlsan* trasase cumpăna apelor, dar lipsesc total între Vârciorova şi Şip (spre Turnu Severin). Caracterele morfologice ale nivelului (lăţimea mare, versanţii limitrofi care se retrăgeau paralel cu ei înşişi, prezenţa urmelor unor delte şi conuri de dejecţie importante etc.) indică o dominare îndelungată a eroziunii laterale, ceea ce a făcut ca lăţimea sa să devină destul de mare, chiar pe unele văi mai mici (Cerna, Bahna, Porecic, Bolietinul) şi chiar în roci dure (Cazane, Ogradena etc.). Tocmai de aceea, lipsa totală pe porţiunea dintre Vârciorova şi Şip, pusă alături de lipsa însăşi a suprafeţei Gornoviţa şi de aspectul abrupt al versanţilor dunăreni, nu poate fi explicată decât prin existenţa, aici, a unei cumpene de ape. Pe de altă parte, interpretarea dată de *J. Cvijič* acelor urme de pietrişuri situate pe distanţa dintre Vârciorova şi Podvârska, ca fiind resturi ale aceleiaşi văi, este infirmată de însăşi datele sale, care indică mai degrabă un glacis de acumulare sau un piemont (*Gr. Posea*).

Drenarea reţelei hidrografice dinspre Cerna, către depresiunea Panonică, la nivelul Ciucar, poate chiar anterior, este explicată printr-un bilanţ hidrologic negativ al acestui bazin, impus de către climatul secetos pliocen.

Formarea Dunării actuale, respectiv captarea, s-a produs imediat înaintea terasei de 90-115 m (t_5), prima care poate fi urmărită cu precizie pe tot defileul şi în Oltenia, în

[31] p. 226.

sensul actual de scurgere. Vârsta acestei terase a fost datată în Oltenia ca fiind mindel-riss (*C. Ghenea*, *N. Mihăilă*, *A. Ghenea*, 1963); rezultă că vârsta captării se situează în cuaternarul mediu. Este greu de precizat raportul dintre captare şi terasele 6 şi 7, deoarece urmele lor sunt mult mai slab păstrate decât ale tuturor celorlalte terase; ele lipsesc totuşi pe distanţa vechii cumpene de ape de la Porţile de Fier. Sigur este faptul că la nivelul lor, versanţii dunăreni situaţi în avale de Şip poartă urmele unor glacisuri şi piemonturi dezvoltate imediat sub suprafaţa podişului Miroci-Mehedinţi (urme echivalente Piemontului Getic) şi până la nivelul terasei de 90-115 m.

Deşi *concepţiile asupra formării defileului* sunt foarte variate şi după cum s-a văzut pot fi înglobate în patru grupe, discuţia de bază, în ultimă instanţă, se duce între antecedenţă şi captare. Ambele însă, pornesc de la un fapt, de acum pe deplin câştigat, şi anume că formarea defileului a fost sigur pregătită de *şirul bazinelor tectonice miocene* de aici. Susţinătorii antecedenţei se izbesc de lipsa oricăror argumente geologice (şi după noi şi geomorfologice), care să indice o legătură între culoarul marin de la Milanovăţ-Orşova-Bahna şi lacul Getic, pe direcţia Orşova-Turnu Severin. Din contră, geologii indică această legătură numai către Bahna-Baia de Aramă. Ipotezele captării, pe de altă parte, întâmpină greutatea urmăririi în amănunt a mersului longitudinal al teraselor superioare din defileu (t_6-t_7) care sunt deosebit de fragmentate. Dar, dacă antecedenţa constituie o lege pentru Carpaţii Răsăriteni, în schimb captarea a dominat evoluţia văilor principale din Carpaţii Vestici şi Meridionali, tocmai din cauza structurii lor în blocuri de tip horst, care la înălţări au basculat diferenţiat (*Gr. Posea*, 1968).

Concluzii generale pentru Carpaţi

După cum s-a văzut, captările domină, ca o lege, în formarea principalelor văi din zona vestică a Carpaţilor (de la Dâmboviţa spre vest), pe când antecedenţa domină cealaltă jumătate. Desigur, în reţeaua de amănunt pot fi întâlnite numeroase captări şi în partea de est, după cum antecedenţe se întâlnesc şi în vest.

Cauzele principale ale dominării fenomenului de captare într-o parte şi a antecedenţei în alta sunt:

a) structura de munţi bloc mai pregnantă în partea vestică (Meridionalii şi Occidentalii) decât în Carpaţii flişului. Aceasta a favorizat discontinuităţi transversale şi longitudinale între blocuri, care au putut fi „asaltate" când dintr-o parte, când din alta, de râurile tributare nivelelor de bază locale din jur;

b) altitudinea şi poziţia nivelelor locale de bază, faţă de masive şi faţă de discontinuităţile dintre ele, au oscilat repetat şi diferenţiat în vest şi mult mai uniform în est. În vest se înfruntau, în jurul fiecărui bloc, câte 2-3 baze de eroziune (getică, panonică, transilvană), care au fost favorizate pe rând în special din cauza mişcărilor tectonice diferite. În Carpaţii flişului în schimb, aproape totdeauna a dominat baza dinspre Moldova şi de la Curbură;

c) linia ridicărilor maxime, axiale, în Carpaţii flişului a fost, în general, uniformă ca poziţie şi plasată mereu în imediata apropiere a marginii transilvănene; flancul estic a fost permanent mai propice pentru instalarea de bazine hidrografice puternice. În Meridionali şi Occidentali în schimb, mişcările au îmbrăcat caracter de basculă, liniile axiale variau ca poziţie de la un masiv la altul, ba chiar se puteau deplasa când spre o margine când spre alta. Această mutare de poziţie a cumpenei morfologice favoriza, de asemenea, captările.

Stabilirea unei asemenea legi generale, a dominării antecedenţei în est şi a captărilor în vest, poate constitui un argument în plus în rezolvarea controverselor în ceea ce priveşte modul de formare a unor văi transversale. Este însă de la sine înţeles că stabilirea unei legi generale nu exclude excepţiile.

O sinteză anterioară şi o bibliografie detaliată se găseşte la Grecu Florina (1983).

Aşa cum s-a arătat la „Etapa piemontană şi a nivelelor de dealuri" (mai ales „Faza I"), după retragerea apelor panoniene, aici se încheagă o rețea inițială oarecum concentrică (*Gârbacea*, 1961; *Posea*, 1962; *Savu*, 1963). Evacuarea se făcea peste poarta Mezeşului prin Someş, dar la început, se pare, prin mai multe râuri (vezi mai jos). În romanian s-ar fi creat şi Oltul (prin captare avale de Turnu Roşu), iar ulterior pătrunde şi Mureşul. *M. Paucă* (1977) aduce o serie de lămuriri în privința evacuării apelor ponțiene, dominant pe poarta Mezeşului, fiind de acord cu părerea lui *Posea* că Mureşul a pătruns peste bazinul Someşului prin captări (p. 185). El presupune că ponțianul a fost foarte gros şi la nord de actualul Mureş, dar ridicarea ulterioară cu circa 1000 m a fundului lacului panonian din Transilvania (şi a Carpaților), provocată de mişcările rhodanice, a impus o puternică eroziune.

Imediat după evacuarea apelor marine s-a instalat o rețea relativ confuză, dar care se scurgea spre vest, începând de la Crişul Repede şi până către Baia Mare; pragul Şimleului încă nu era ridicat. Ulterior a avut loc ridicarea zonei Mezeş-Prisaca-Preluca ce fusese acoperită de panonian (în pliocenul inferior). Dovadă a evacuărilor către vest stau văile (sau urmele de văi) supraimpuse, începând cu cele de peste Culmea Hențului – Mărgăuța, Călata şi Crişul Repede (*Aurora Posea*, 1977), continuând cu cele de peste Mezeş (Poicu, Ponița şi Ragu), la care *M. Paucă* adaugă şi văile Strâmturii şi Fiersătrăului (situate la nord de Zalău şi care se varsă în Someş la Jibou; ulterior acestea şi-ar fi inversat cursul, p. 187), şi terminând cu Someşul. Toate aceste văi au fost mult mai alungite în bazinul Transilvaniei.

După erodarea panonianului din nordul Transilvaniei şi ridicarea pragului Mezeş-Şimleu, *Someşul* devine vale favorizată, inclusiv prin linii de falie şi totodată un mare colector, acoperind cel puțin şi arealul văilor Ampoi (ce colecta şi pe cele de peste Trascău), Târnava Mică şi Mureşul din munții Vulcanici.

În această fază de prefacere a hidrografiei se impun structura, o multitudine de falii şi neotectonica blocurilor cristaline de fundament, la care hidrografia se adaptează. Printre râurile care retează vechile curgeri vestice sunt Agrijul şi Almaşul, fixate pe falii secundare în estul Meseşului deja dezvelit epigenetic, inclusiv prin înălțare, de sub sedimentele panoniene.

Oltul este sigur mai vechi decât Mureşul în bazinul Transilvaniei. Există urme sigure ale unor captări mai recente ale Târnavei Mari (*I. Rodeanu*, 1926) şi a unui râu ce curgea invers Secaşului de Sebeş, prin depresiunile Sălişte-Sibiu, ambele văi afluente Oltului (*Posea,* 1968, 1969). Mai puțin sigur este faptul dacă Oltul a făcut parte din prima rețea hidrografică bine instalată, împreună cu Someşul, sau a existat şi aici, ceea ce este mai sigur, o rețea centripetă dirijată către Someş, iar Oltul s-a instalat ulterior printr-o captare în defileu (*Martonne*, 1907) şi apoi prin captări succesive la contactul munte-depresiune, dar antecedent peste defileul de la Racoş. În nici un caz Oltul nu a curs peste înşeuarea Bucium (vestul Depresiunii Sălişte) către Mureş.

Mureşul a pătruns ulterior, fiind favorizat de largul său culoar din sudul Apusenilor (oarecum subsident) dar şi de lăsările importante din Câmpia Panonică. Pătrunderea s-a făcut peste o cumpănă de ape situată pe stânga râului Sebeş. Într-un profil transversal pe această vale, la comuna Jina, se observă cum suprafața medie carpatică (Râu Şes) şi chiar pediplena se apropie mult de Munții Apuseni de vis-a-vis, făcând practic să dispară suprafața de bordură (Gornovița, numită aici Săliştea, la 1000-1100 m); ba chiar, umerii suprafeței Sălişte, care se găsesc şi pe stânga în susul văii Sebeş, din dreptul Jinei nu se mai continuă ca profil longitudinal în josul văii ci către Jina. Acest râu (Sebeşul) a fost, la

nivelul respectiv şi la nivelul următor – suprafaţa Jina-Poiana (Sibiului), izvorul actualei văi Pârâul Negru (sau Sălişţea) care curge şi azi către Olt (*Gr. Posea*, 1969).

După *Paucă*, între depozitele ponţiene din bazinul Transilvaniei şi Depresiunea Panonică, există azi o diferenţă de 1000 m (p. 185)[32]. În acelaşi timp Someşul a fost defavorizat de ridicările cristalinului Mezeş-Prisaca-Preluca, iar Oltul de defileul îngust de la Turnu Roşu. La nivelul suprafeţei Amnaşului (cea mai înaltă din podiş)[33] de vârstă probabil dacian-levantină (*Posea*, 1969) se pare că văile Sebeş-Sălişte şi Secaş-Sălişte-Sibiu curgeau încă spre Olt. Urmează o ridicare a muntelui când râurile se adâncesc cu 150 m, formând apoi nivelul umerilor inferiori, iar în podiş se realizează suprafaţa Secaşelor, culoarul Visei, pe care curgea Târnava Mare către Olt, şi alte culoare (axate pe nivelul umerilor din podiş, cu excepţia Secaşelor unde aceştia s-au transformat în suprafaţă). După *Posea* (1969), acum se conturează depresiunile longitudinale de contact (Sibiu, Sălşişte, Alba Iulia-Turda). Tot acum, în urma ridicărilor dintre cele două nivele de umeri montani, a pătruns Mureşul în Depresiunea Transilvaniei, captând Sebeşul, impunând formarea şi avansarea regresivă a Secaşului (care avansează şi azi peste Depresiunea Sălişte), captează Ampoiul, Târnava Mică şi Arieşul (de la Someş) şi se axează pe mediană transilvană care era, se pare, într-o uşoară coborâre. Mureşul dinspre Gheorgheni, antecedent între Topliţa-Deda, şi el afluent al Someşului, a fost captat. A urmat, ceva mai târziu, şi captarea Târnavei Mari de la Olt.

E. *Evoluţia hidrografiei în Podişul Moldovei*

Evoluţia generală a văilor din Podişul Moldovei a fost sintetizată de *V. Băcăuanu* (1973), reluată şi în volumul Podişul Moldovei (1980). Elementele principale care ridică probleme în această regiune sunt următoarele: existenţa unor *înşeuări* pe Culmea Siretului (cumpăna apelor dintre Siret şi Câmpia Moldovei), apariţia de *prundişuri* pe unele interfluvii din nordul Podişului Moldovenesc, *dispunerea actuală a hidrografiei* cu doi colectori aproape paraleli şi orientaţi nord-sud, o reţea dominant „subsecventă" în Câmpia Moldovei şi tributară Prutului (în special Bahluiul), Bârladul arcuit în semicerc plasat în sud şi tributar, invers, Siretului, precum şi reţeaua consecvent-paralelă a Colinelor Tutovei.

Înşeuările de la Dersca, Lozna, Bucecea, Vorona şi Ruginoasa, unele dintre ele având şi prundişuri, au fost socotite vechi cursuri de văi, înainte de formarea Siretului actual, către est, sud-est (*V. Tufescu* 1933; *Gh. Năstase*, 1946 ş.a.). Ar fi vorba de o primă reţea hidrografică transversală peste Podişul Moldovei. Cercetările mai recente, îndeosebi pentru şeile Ruginoasa şi Bucecea (Sârcu, 1955 ş.a.), au observat că acestea sunt mai joase decât terasele cele mai înalte ale Siretului actual situate pe malul drept. Ca urmare, văile afluente pe dreapta, în special Moldova şi Suceava, nu puteau curge peste Siretul care exista, către Câmpia Moldovei. În concepţia mai veche, atât *Siretul* cât şi *Prutul* s-ar fi format ulterior reţelei transversale, prin captări succesive. În noua concepţie ambii colectori provin din văi iniţiale aproape consecvente cu structura şi au evoluat către sud, cu oscilări, în concordanţă cu retragerea apelor sarmatice şi pliocene. Cum se explică atunci formarea înşeuărilor ? Este vorba de eroziunea diferenţială, faciesurile care

[32] Eroziunea puternică post ponţiană a stratelor foarte moi panoniene, admisă de Paucă, a avut ca rezultat depunerea în golfurile din vestul Apusenilor a unor formaţiuni torenţiale groase de peste 200 m, pe care le consideră daciene (p. 189, 1977). Pe alocuri, erodarea totală a ponţianului a condus, în Transilvania, la exhumarea reliefului sau suprafeţei pe care noi am numit-o suprafaţa meotică (1969, p. 19).

[33] Echivalentă în munte cu nivelul umerilor superiori şi cu suprafaţa Poiana (Sibiului).

formează podişul fiind variabile de la un loc la altul. Arealele înşeuărilor cad pe roci mai moi în raport de cele vecine cum ar fi gresiile, conglomeratele sau calcarele din dealurile Bour-Ibăneşti, Dealul Mare-Hârlău, sau Podişul Central Moldovenesc (*V. Băcăuanu şi colab.*, 1980). Trebuie adăugat un fapt: Culmea Siretului, pe care se găsesc aceste înşeuări, se compune din monoclin care înclină spre sud-est mai mult decât înclinarea teraselor şi a luncii Siretului. Pe astfel de interfluvii, gen Muscelele Argeşului, apar frecvente înşeuări pe stratele moi, alternând cu părţi mai înalte pe cele dure, uneori formându-se aşa-zisele cueste unghiulare. Mai există o explicaţie : resturi de văi (înşeuări) care curgeau dinspre Câmpia Moldovei spre Siret, captate frontal de Prut care are un profil mult mai jos (I. Bojoi, 2000).

Cât priveşte *prundişurile*, şi ele există, pe unele înşeuări dar şi pe unele dealuri, şi solicită de asemenea explicaţii. Cercetările mai de amănunt au conchis că sunt de vârstă sarmatică şi nu au nimic comun cu pietrişurile unor lunci sau terase superioare (*V. Băcăuanu*, 1980). Ele ar proveni din deltele sarmatice care se formau la vărsarea în mare a râurilor principale: Suceava, Moldova, Suha, Ozana, Cracău şi Bistriţa. Formaţiunile respective se continuă către sud-est prin roci tot mai fine, nisipuri şi prundişuri depuse în ape puţin adânci. Totodată, cu retragerea mării către sud, agenţii fluviatili ce activau în nordul uscat au reluat aceste materiale şi le depuneau tot mai spre sud. Cazul cel mai tipic îl constituie prundişurile depuse în Colinele Tutovei şi Poiana Nicoreşti (*Hârjoabă*, 1968).

Într-o etapă următoare, dar tot începând de la nord spre sud, hidrografia, în special cea secundară, a suferit modificări specifice unui relief pe monoclin, adică se declanşează formarea de *văi subsecvente*, inclusiv prin captări. Multe văi sau sectoare rămân însă consecvente, adâncindu-se pe direcţia iniţială o dată cu ridicarea neotectonică a podişului, în pliocen şi cuaternar. În aceste noi condiţii s-a apreciat că mai ales Siretul devine şi antecedent, iar Prutul este epigenetic şi antecedent (*V. Băcăuanu*, 1973).

Ca reţea subsecventă trebuie menţionată cea mai mare parte a celei din Câmpia Moldovei, bazinul superior al Bârladului, văile Podişului Sucevei (cu excepţia Siretului), dar şi Moldova şi Bistriţa. Acestea din urmă (inclusiv Suceava) provin însă din cursuri iniţiale care oscilau pe conurile lor piemontane, dar se şi abăteau mai mult către sud, o dată cu înălţarea nordului şi retragerea mării. Ca urmare, şi acestea au devenit iniţial epigenetice, dar şi subsecvente.

Reţeaua subsecventă din Câmpia Moldovei, care curge în prezent pe roci moi, pare a fi moştenită de la o fază anterioară, când şi aici exista un acoperiş de strate mai dure – calcare şi gresii sarmatice – în care s-a dezvoltat, după exondare, un relief de cueste cu văi subsecvente. După îndepărtarea acestor roci dure, de către o eroziune mai acerbă decât în rest, subregiunea respectivă a devenit o câmpie colinară de eroziune, dar grafia reţelei de văi s-a moştenit. S-a produs o „epigenie" inversă, de la roci mai dure (de fapt de la monoclin) la roci mai moi.

Curbarea Bârladului, consecvent în sud şi subsecvent spre izvoare, a fost explicată divers de *D. Paraschiv* (1964), *M. Paucă* (1968, citat de Băcăuanu) şi *I. Hârjoabă* (1968). Primii doi autori pun accent pe tectonică, respectiv pe Depresiunea Bârladului (Paraschiv) care se afundă către vest (impunând abaterea Bârladului inferior spre dreapta), fie pe ridicarea blocului de fundament a Podişului Central Moldovenesc la sfârşitul pliocenului (Paucă), ceea ce a determinat arcuirea Bârladului şi Prutului către est, şi chiar a Siretului la Roman (către sud-vest). Hârjoabă, în schimb, crede că ridicările cuaternare din sudul Moldovei au determinat deplasarea Prutului spre est şi a Siretului către vest, iar Bârladul s-ar fi insinuat între ele, mai precis între formaţiuni deltaice ale Prutului şi ale Siretului. Noi considerăm că este vorba de faza specifică de trecere de la

văi consecvente la colectori subsecvenţi, prin prelungiri regresive ale unui Bârlad inferior, consecvent, atras de lăsarea subsidentă de la Siretul inferior. Avansarea regresivă s-a făcut printr-o „dublă subsecvenţă", probabil prin captări succesive. Mai întâi Bârladul inferior s-a impus subsecvent pe direcţia sud-vest – nord-est (între Ghidigeni şi vărsarea Crasnei), unde a colectat apele consecvente ale Colinelor Tutovei. Şi-a schimbat apoi direcţia de avansare spre nord-vest şi vest, prin sectorul său de izvor şi afluentul Racova; aici subsecvenţa este pe direcţie vest–est şi sud-est, unde a colectat văile consecvente ale Podişului Central Moldovenesc.

O altă problemă care o pun colectorii din Podişul Moldovenesc o constituie *coborârea complexelor de vale de la Siret către Prut şi Nistru*. Astfel, Prutul, în amonte de Ungheni are albia şi sistemul de terase cu 160 m mai jos decât aceleaşi elemente ale Siretului (*V. Băcăuanu*, 1973). De asemenea, Nistrul, pe paralela Câmpiei Moldovei, are complexul de vale cu 40-50 m mai jos ca Prutul. Explicaţiile date au fost diverse: faptul că Prutul curge pe o linie tectonică (*David,* 1933), coborârea tectonică a fâşiei Prutului (*V. Tufescu*, 1937)[34], sau mişcările de înălţare postsarmatice mai active în apropierea Carpaţilor şi mai lente spre Nistru (*V. Băcăuanu*, 1973). Noi considerăm că, la această ultimă părere trebuie adăugată şi cantitatea foarte mare de aluviuni grosiere cărată de Siret (care solicită o pantă de transport mai înclinată, deci tot mai ridicată spre amonte) şi diminuarea puternică a acestora la Prut şi apoi la Nistru, care practic nu au afluenţi carpatici.

F. *Evoluţia hidrografiei în Câmpia Română* (*integrarea hidrografiei româneşti în cea danubiană*)

Există relativ multe studii care aduc în discuţie, direct sau indirect, evoluţia hidrografiei din Câmpia Română, respectiv formarea Dunării şi colectarea întregii hidrografii româneşti. Majoritatea se referă la captări locale, la divagări ale unor cursuri în arealele subsidente (sau foste subsidente) şi care au lăsat anumite urme etc. Încercări de refacere a evoluţiei de ansamblu au fost însă mai puţine. Începutul putem spune că îl face *G. Vâlsan* (1915 – Câmpia Română), urmat de *N. Popp* (1947 – *Formarea Câmpiei Române – o hipoteză de lucru*), *P. Coteţ* (1968), colectivele care au redactat *Geografia Dunării româneşti* (1969) şi *Gr. Posea* (1984 a şi b, 1989, 1997). Sunt de amintit şi studiile unor geologi, îndeosebi cuaternarişti, între care *Liteanu*, *Ghenea*, *Bandrabur* ş.a.[35]

Deşi este vorba de o hidrografie nouă, exclusiv cuaternară, starea sau stările iniţiale şi evoluţiile ulterioare au fost mai greu de desluşit. *Cauzele* sunt mai multe, dar pot fi reunite în două-trei grupe: prima este poziţia „în fund de sac" a Câmpiei Române faţă de Marea Neagră, gâtuită în nordul Dobrogei, pe unde s-au manifestat sau nu influenţele eustatismului; a doua, a reprezentat-o mişcările neotectonice regionale şi locale care au afectat în mod diferenţiat subregiunile şi unităţile câmpiei. La acestea s-au alăturat şi oscilaţiile climatice din cuaternar, precum şi persistenţa şi oscilaţiile unor lacuri, adesea fără legătură cu Marea Neagră. Efectele acestor cauze s-au interferat şi chiar suprapus în numărul, altitudinea şi structura teraselor, ca urme ale hidrografiei, pe distanţe uneori mici. Cea mai concretă dovadă a acestor îmbinări locale diverse, a cauzelor

[34] Cercetătorii basarabeni admit multe dislocări tectonice în arealul Codrilor (est de Podişul Central Moldovenesc) şi Depresiunea Prutului Mijlociu (est de Câmpia Moldovei), precum şi înălţări actuale cu până la 10-15 mm/an în prima unitate.

[35] Vezi de exemplu, Liteanu E. şi Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România,* „S.T.E., seria H, Geol. Cuaternarului", 1, CG.

Liteanu E. şi colab. (1961), *Transgresiunile cuaternare pe teritoriul Deltei Dunării*, „St. Şi cerc. Geol.", VI, 4.

morfogenetice, este numărul mare al subtipurilor genetice de câmpuri, 12 după *Gr. Posea* (1997). Aceste 12 subtipuri, fiind rezultatul acumulării şi eroziunii râurilor, au impus şi o adaptare permanentă a hidrografiei la specificul fiecăruia.

Precizăm în plus, în legătură cu mişcările neotectonice, că influenţele, sub formă de ridicare, s-au făcut simţite atât dinspre Subcarpaţii Curburii şi Podişul Getic, dar şi dinspre sud (aşa-zisa ridicare nord Bulgară). Între cele două influenţe s-au manifestat şi subsidenţe locale. Ca urmare, retragerea lacului Getic s-a produs de la vest spre est şi nord-est, dar şi dinspre marginile nordică şi sudică (arealul Hagieni şi Burnasul) înspre mediana centrală a câmpiei.

Cele mai importante *probleme ridicate* de instalarea şi evoluţia hidrografiei sunt: pătrunderea Dunării în Câmpia Olteniei; abaterea ei către sudul Burnasului (la nivelul terasei 4); existenţa terasei 4 la est de Argeş până la Mostiştea; pierderea teraselor 4-2 peste câmpul median al Bărăganului (la vest de Câmpul Hagieni şi către terasa Brăilei); abaterea Dunării pe la est de Câmpul Hagieni (la nivelul terasei 1); alungirea şi adâncirea văii submerse Sf. Gheorghe şi apoi transgresiunea şi formarea Deltei. La problemele dunărene se adaugă însă şi schimbările de curs ale unor râuri, începând cu Argeşul şi până la Siret.

Datorită acestei complexităţi, pentru refacerea evoluţiei hidrografiei, noi am considerat necesar, ca şi alţi autori, să refacem *evoluţia paleogeografică* a Câmpiei Române (*Posea Gr*., 1984, 1989) şi respectiv să realizăm *scara morfocronologică* a acestei regiuni (*Posea*, 1997). În acest scop au fost folosite mai multe *căi şi metode*.

În primul rând, s-a conturat *sistemul de terase* al Dunării, documentat atât prin cartări dar şi prin foraje, de diferiţi autori; au fost corelate terasele cu sedimentele diferitelor faze lacustre sau fluvio-lacustre şi cu câmpiile rămase după secarea lor; s-a urmărit mersul în profil longitudinal al patului aluvial al fiecărei terase, după foraje, în special la est de Argeş (*Posea*, 1984, fig. p. 5); s-a stabilit apoi modul cum terasele râurilor carpato-subcarpatice pătrund şi se pierd, sau continuă în câmpie. La acest ultim punct s-au putut face următoarele precizări: între Jiu şi Argeş râurile intră în câmpie însoţite de 5 terase racordabile cu cele ale Dunării; de la Dâmboviţa la Trotuş terasele 5-4 (la Buzău se adaugă şi t_6) rămân suspendate deasupra câmpiei, sau se efilează în câmpia înaltă de glacis a Râmnicului (şi chiar mai la est, în Câmpia Covurluiului pentru Bârlad şi Prut); totuşi, terasa 4 pare a avea echivalent la sud de câmpiile de subsidenţă Titu-Siret, în câmpiile piemontan-terminale (Vlăsia, Mostiştea, Lehliului, Padinei şi Iancăi) create sub forma unor conuri deltaice de către Argeş, Dâmboviţa, Ialomiţa, Prahova, Buzău şi Râmnicul Sărat; terasele 3-1 trec din Subcarpaţii Curburii şi în câmpiile de la nordul fâşiei subsidente unde au format câmpuri şi terase-piemontane, uneori îmbucate (Câmpia Târgovişte-Ploieşti şi Câmpia piemontană a Râmnicului)[36].

O situaţie aparte o au terasele Argeşului. Mai întâi cele care formează Câmpia Piteştiului, se pierd toate cinci cam pe aceeaşi linie (linia Negraşi, la *Gr. Posea*, 1984), în Câmpia Găvanu-Burdea, care a funcţionat subsident până recent. În al doilea rând, cele 3-4 terase care apar în bazinul său inferior după depăşirea fâşiei subsidente de la Titu. Acestea sunt oarecum corelate cu cele dunărene, cu două precizări: se desprind foarte firav din luncile râurilor argeşene în număr de 2-3 şi apoi se dezvoltă în avale unde apare şi t_4, sub Câmpia Ciornuleasa; terasele mai înalte, în special t_4, împreună cu stratul pietrişurilor de Frăteşti au suferit, la est de Burnas, o coborâre. De aceea noi am racordat (*Posea*, 1989) terasa 4 a Dunării din Burnas cu terasa de sub Câmpul Ciornuleasa (pe care toţi cercetătorii anteriori au socotit-o ca t_3, fără să ţină seamă de căderea stratelor de Frăteşti) (fig. 58).

[36] Posea (1983), *Terasele din Câmpia Târgovişte-Ploieşti.*

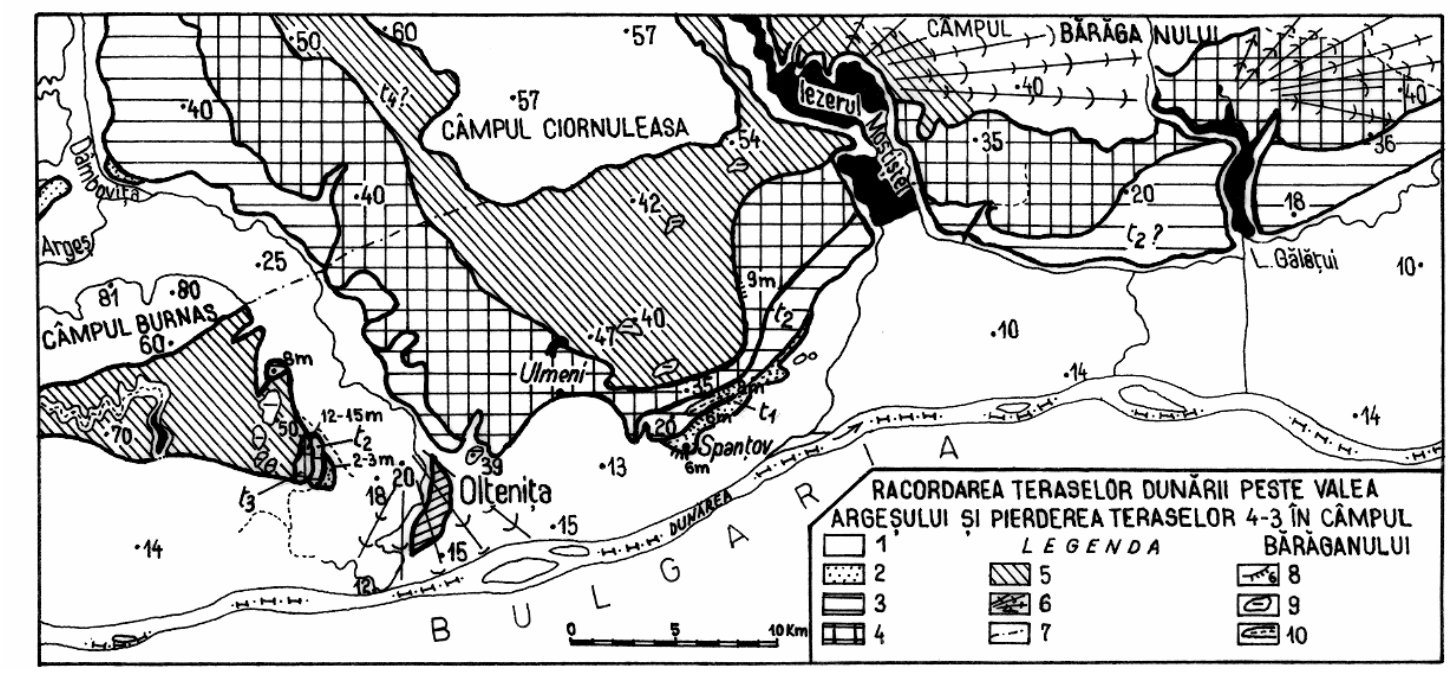


Fig. 58 – **Harta geomorfologică** a sectorului dunărean Burnas-Bărăgan: racordarea teraselor dunărene din Burnas peste Câmpia Mostiștei și Bărăganul Sudic; 1) luncă; 2) terasa I; 3) terasa II; 4) terasa III; 5) terasa IV; 6) conuri deltaice ale Dunării (contopite în câmpia fluvio-lacustră din Bărăganul Sudic) și conul Argeșului la Oltenița; 7) racordul terasei IV al Dunării între Burnas și Câmpia Mostiștei; 8) altitudinea frunții de terasă; 9) areal de crovuri; 10) văiugă de crovuri (Gr. Posea)

Bazaţi pe aceste date am întocmit *stadiile de avansare a Dunării în Câmpia Română*, care în fapt reprezintă şi scara morfocronologică a câmpiei (*Posea*, 1984, 1997).

Este vorba de *8 faze* dintre care numai 6 sunt dunărene. Prima este cea a „câmpiei" piemontane villafranchiene, urmată de „câmpia fluvio-lacustră a stratelor de Frăteşti". În aceste două faze existau numai râuri carpatice care soseau în lacul villafranchian, iar mai apoi şi unele râuri balcanice, care veneau către Burnas şi Bărăganul sudic. După datele de foraj (*D. Popescu*, manuscris) s-au refăcut chiar unele conuri piemontane care se extindeau din Burnas până la nord de Bucureşti.

În *faza a treia* de evoluţie a Câmpiei Române pătrunde şi Dunărea peste cumpăna de la Porţile de Fier şi ajunge în Câmpia Olteniei, până la Olt (*nivelul terasei* 5, de 110-75 m). Mai la est domnea un mediu lacustru (complexul lacustru marnos). Talpa terasei respective are vârsta mindel II iar acumulările s-au depus în mindel II – riss I. Formarea terasei a durat circa 100.000 ani. Marginea nordică a lacului în care se vărsa Dunărea trecea pe linia Negraşi (Posea 1984) sau Drăgăneşti Olt-Tufeni-Negraşi, iar în nord-est lacul pătrundea şi în Depresiunea Nişcov (*Badea şi colab.*, 1980), ajungând poate către Cislău (la nivelul de 300-325 m). Marea Neagră era în transgresiune, până la Galaţi, iar dinspre Moldova râurile depuneau „stratele de Barboşi". Un fapt care mai trebuie amintit este acela că în Bărăganul Central şi de sud-est se prelungea un glacis-piemontan dinspre Dobrogea de Sud, din care azi au rămas ca martori Câmpul Hagieni şi „fâşia" Nasul Mare la nord de Ţăndărei. Acest glasis se va opune ulterior fixării unui curs iniţial al Dunării la contactul câmpie – Dobrogea de Sud, aşa cum există în prezent.

În riss I, *faza a patra*, lacul se retrage în Câmpia Română de est. Dunărea se deplasează mult către sud în Câmpia Olteniei, datorită conului propriu dar şi ale Jiului şi Oltului, îşi adânceşte albia pe la sudul Burnasului şi înaintează până la Mostiştea. Apoi colmatează lunca în riss I-II, formând podul terasei IV (40-50 m). Marea Neagră (stadiul Uzunlar) era în uşoară regresiune. Acum s-au depus nisipurile de Mostiştea (începutul pleistocenului superior).

Faza aceasta a terasei 4 este cea mai importantă pentru fixarea viitoare a hidrografiei în aproape întreaga câmpie; punctul cheie îl formează descifrarea evoluţiei Bărăganului (fig. 23) pe care noi am realizat-o (*Posea*, 1989). Acum hidrografia a oscilat foarte mult începând cu Argeşul şi până la Siret, având un nivel de bază local de tip fluvio-lacustru situat cu precădere peste Bărăgan, dar la vest de Câmpul Hagieni – Nasul Mare. Caracterul fluvio-lacustru este indicat de granulometria şi grosimea stratelor de Mostiştea , de 2-25 m, atingând în nord-est 50 m unde domină argilele. De asemenea, acestea sunt primele strate care nu mai înclină către nord, ci uşor către est-nord-est. Se deduce de aici o scurgere foarte lentă de tip fluvial către nord-est.

În această fază trebuie să deosebim cel puţin *două subfaze*: prima când domină aspectele lacustre şi când se formează aşa-zisele câmpii piemontane-terminale (Vlăsia, Mostiştea, Padina şi Ianca), din nord-vestul Bărăganului, şi a doua, când se instalează, până la vest de Mostiştea, lunci largi ale Dunării şi Argeşului inferior în care se colmatează viitorul pod al terasei 4.

În prima subfază Dunărea ajungea numai până în estul Burnasului de unde trecea în câmp. Argeşul pare a fi curs pentru puţin timp chiar pe Vedea sau Teleorman, după care a divagat pe Câmpia Găvanu-Burdea (între linia Negraşi şi Călniştea) rămasă subsidentă; de aici spre est-sud-est depunea „conul" sudic al Vlăsiei, mergând iniţial către estul Bucureştiului spre izvoarele Mostiştei. În acelaşi timp Dâmboviţa trecea din Piemontul Getic spre Găeşti, iar apoi contribuia împreună cu Argeşul la formarea câmpului Vlăsiei; alături se situa conul Ialomiţei (din nord-estul Vlăsiei) format împreună

cu Prahova. Conuri similare, piemontan-terminale, formau şi Buzăul (Padina), Râmnicul Sărat (Ianca), iar în nord-est, Siretul (către Mărăşeşti-Şuşiţa), apoi Bârladul şi Prutul.

În subfaza a doua Dunărea avansează până la Mostiştea de unde urma câmpul mlăştinos, pe mediana Slobozia-Brăila, la altitudinea actuală de circa 40 m din Câmpia Mărculeştiului. Argeşul a fost întors spre Oltenița formând terasa 4, racordată cu cea a Dunării sub Câmpul Ciornuleasa.

În *faza 5 (a terasei 3)* Dunărea avansează până la limanul Gălăţui. Aluvionarea acestei terase se face în riss II – würm I. De la Gălăţui terasa se pierde în câmpul unei foste bălţi fluviatile, pe direcţia anterioară (vest de Câmpul Hagieni). Foarte importantă această fază este pentru latura nordică a câmpiei, la limita cu Subcarpaţii de Curbură (între Dâmboviţa şi Trotuş-Siret). Aici terasa 3 este prima ce pătrunde în câmpiile de glacis şi piemontane şi se pierde apoi în fâşia subsidentă Titu-Siret.

Nominalizăm altitudinile absolute ale acestei terase: 350-300 m (Câmpia Târgovişţei), 300 m la sud de Moreni şi 120 m la Tinosu (Câmpia Cricovului), la sud de Băicoi (terasa Băicoi) se pierde la 310 m (Câmpia Ploieştiului), 255 m (se pierde pe Teleajen), 120 m (pe Buzău), 130 m (pe Râmnic, dar reapare ca o treaptă, pe la 100 m, la Gugeşti), 120 m (în partea inferioară a conurilor Putnei şi Şuşiţei), 90 m (la vest de Mărăşeşti), dar urcă apoi la 100 m spre Adjud. În Câmpia Tecuciului este la circa 100 m altitudine absolută, iar pe stânga Bârladului coboară de la 120 m la 50 m.

În acest timp începe formarea celor trei terase de pe râurile din bazinul inferior al Argeşului, racordabile Dunării.

Faza 6 (a terasei 2) marchează o Dunăre care-şi menţine cursul vechi, materializându-se mai bine în terasa Brăilei. Specific este faptul că talpa aluviunilor sale este ceva mai joasă în arealul Bărăganului decât cea a terasei 1, probabil în legătură cu coborârea nivelului Mării Negre în würm I, cu peste 80 m. Aluvionarea terasei se termină cu materiale fine depuse în würm I-II. Acum, un braţ dunărean pătrunsese totuşi pe la Ţăndărei, către complexul hidrografic Carasu, formând o terasă 2 pe la est de fâşia Nasu Mare, separând fâşia respectivă de Câmpul Hagieni. Deci Dunărea, nu trecuse încă pe la Feteşti. Altitudinile absolute de 50-60 m de aici, ale sudului Câmpiei Hagieni, ne obligă la admiterea unei curgeri dunărene aproximativ pe direcţia văii Jegălia-Brăila. Treapta de 20-40 m altitudine absolută de la vest de Făcăeni reprezintă o înălţare ulterioară prin nisipuri eoliene a terasei 1[37], fapt întâlnit şi azi de exemplu peste lunca din Oltenia. Pe de altă parte, aluviunile intercalate cu loessuri îngropate, pe arealul Bărăganului de la sud de Slobozia, ca şi urmele unor văi de tasare alungite sud-vest – nord-est, între care se remarcă Jegălia, dovedesc existenţa aici, la nivelul teraselor 3-2, a unor bălţi fluviatile, similare celor actuale (Ialomiţa şi Brăila).

Cât priveşte situaţia celorlalte râuri, terasa respectivă are mai mult aspect de conuri şi reprezintă 90% din suprafaţa câmpiilor piemontane Târgovişte-Ploieşti, o parte din câmpia joasă piemontană a Râmnicului şi poala unor câmpii de glacisuri. Coboară lin sub câmpia subsidentă, de exemplu pe stânga Teleajenului de la 210-175 m şi se pierde la 110 m, sau pe dreapta Siretului unde se pierde la 65 m (la Mărăşeşti, ca şi t_1). Un fapt aparte există la Prahova, unde râul a oscilat mult în amonte de micul defileu de la Tinosu, dar acolo valea este antecedentă, rămasă de la t_3.

[37] Şi noi am crezut un timp că este t_2, ca şi alţi autori; vezi de exemplu, N. Florea şi R. Vespremeanu (1999), *Argumente pedologice pentru precizarea limitelor şi evoluţiei unităţilor de relief din Câmpia Română de la est de Argeş*, „Ştiinţa solului", XXXIII, nr. 2.

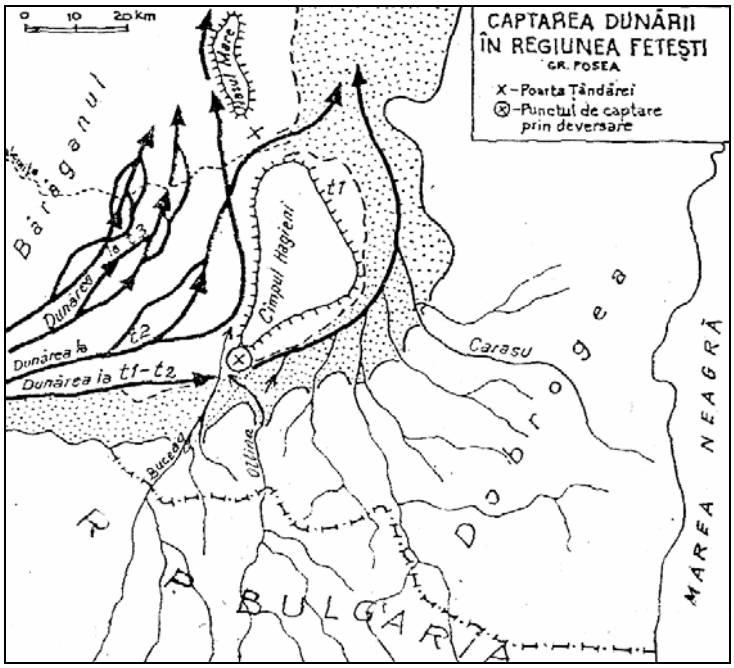


Fig. 59 – Captarea Dunării în regiunea Feteşti la nivelul terase I-II

Faza terasei 1 este marcată bine ca treaptă numai la Dunăre. În rest apare sporadic şi se confundă uneori cu lunca înaltă. Acum Dunărea se abate de la Călăraşi pe la Făcăeni, printr-o deversare către un colector al apelor din sudul Dobrogei, care era probabil un izvor al râului Carasu (fig. 59). S-a izolat astfel şi Câmpul înalt Hagieni (*Posea*, 1984, 1989). Fenomenul s-a produs probabil în würm II, iar aluvionarea s-a realizat mai ales în würm II-III. Terasa se pierde sub aluviunile luncii după confluenţa cu Ialomiţa. Apare şi pe stânga Ialomiţei, oarecum mai slab şi pe stânga Călmăţuiului unde a fost formată probabil de Buzău.

Faza luncilor actuale şi a limanurilor a fost precedată de o adâncire puternică a Dunării, în würm III când Marea Neagră îşi coborâse nivelul la minus 130 m. Faptul este dovedit de talpa luncii situată sub zero metri[38] începând din amonte de Giurgiu, atinge – 40 m la Călăraşi, - 80 m în Deltă, de unde se scurgea numai pe braţul Sf. Gheorghe (care se continuă ca vale submersă pe platforma litorală), formând şi un con sub abruptul continental. Partea de est a Câmpiei Române şi Delta au devenit podiş, timp de circa 7000 de ani. Acum s-au înfiripat printre altele văile Geru, Suhu, Lozova, Cătuşa ş.a. din Câmpia Covurluiului.

În holocen nivelul mării se ridică sacadat, cu unele stagnări pe la - 30, - 8, - 4 m , după care urcă la + 4 m (transgresiunea neolitică). Scade din nou la - 4 m în regresiunea fanagoriană (dacică). Acum, unele râuri, cum ar fi Bârladul, Siretul şi Prutul, pe locurile unde lunca lor se ridicase destul de mult, retează o terasă de 3-5 m altitudine relativă, slab păstrată. Urmează transgresiunea valahă care aduce nivelul mării la zero actual.

[38] Pe care unii autori au socotit-o ca fiind o vale dunăreană villafranchiană.

Ca urmare a transgresiunilor postwürmiene, gurile Dunării se retrag, iar lunca sa şi luncile din Câmpia Română de est se colmatează pentru a-şi reechilibra profilele de curgere. În timpul transgresiunii neolitice înălţarea patului aluvial era aproape sau chiar la nivelul terasei 1 pe care în avale de Ialomiţa o şi fosilizase. Dar, râurile mici nu transportau destule aluviuni pentru a-şi înălţa patul de curgere. Ca urmare, gurile lor au fost barate prin cordoane aluvionare create de colectori, sau de cordoane marine în cazul golfurilor şi al râurilor ce se vărsau în mare. Au luat naştere astfel limanele fluviatile, fluvio-marine şi lagunele. Limanele fluviatile sunt specifice câmpiei de la est de Argeş (cu două excepţii: Cătălui-Zboiu şi Comana-Neajlov). De aceea noi considerăm că poate fi numită *Câmpia Limanurilor*, în contrapondere cu *Câmpia Getică*.

Alte cursuri care au lăsat urme ale schimbării traseelor sunt multe. Argeşul, deja amintit, a curs pe Teleorman, apoi pe Dâmbovnic şi poate pe Călniştea şi Neajlov. Dâmboviţa a avut direcţii diverse spre Găeşti, apoi de la Lucieni pe valea Şuţa (spre Argeş) şi alte devieri între care cursul de la Lunguleţu pe la Slobozia Moară pe valea Seacă spre Ilfov, pe Colentina, Ciorogârla ş.a. Mai la est, Cricovul (Dulce) a curs către Prahova (pe Cricovul Sec), dar nu şi Ialomiţa, după cum nici Prahova nu a curs spre Teleajen. Ialomiţa a oscilat se pare pe văile conului din nordul Vlăsiei, anume pe Snagov (continuat cu Ţuianca), Bălteni, Vlăsia, Cociovalişte, dar e posibil să fi curs şi pe Mostiştea, când a format terasa 4 de pe treapta acestui râu (fig. 23). Prahova a oscilat mult în Câmpia Ploieştiului, dar la Tinosu a rămas fixă, antecedentă. Cricovul Sărat (poate şi Teleajenul) a curs către Bălana şi Ghighiu. Buzăul a mers mai întâi pe Sărata, apoi peste mai multe trasee ale conului Padinei: spre limanul Fundata (pe la Căldăruşanca-Colelia-Cocora), spre valea Lata Sărată şi limanul Strachina (pe la Pogoanele-Căldărăşti) şi pe Călmăţui, după care şi-a însuşit o vale a Râmnicului Sărat. Acesta din urmă s-a mutat mereu către stânga trecând, pe rând, pe valea Boului (limanul Jirlău), valea Ghergheasa (limanul Amara), valea Boldu (limanul Balta Albă), după care a urmat cursul actual; nu a curs şi pe Coţatcu-Voetin. Bârladul a curs, până în secolul XVII, prin lunca Siretului până la Dunăre.

G. *Evoluţia văilor în Câmpia de Vest*

O sinteză a acestei evoluţii a fost făcută de *Gr. Posea* (Câmpia de Vest a României, 1997).

Văi propriu-zise şi chiar *văiugi*, există numai în câmpiile înalte. În cele joase, râurile rămân încătuşate între diguri antropice, iar anterior, albiile lor apăreau mai mult ca şanţuri, pe care le colmatau şi le părăseau la viituri.

În procesul divagărilor, râurile au realizat *conuri de dejecţie*, imprimate cu *albii părăsite*, extinse periodic spre anumite direcţii unde subsidenţa era mai activă în faza dată.

Cele mai multe dintre aceste conuri sunt fosilizate sub aluviunile holocene, altele s-au transformat, în parte, în câmpuri piemontane sau chiar în glacisuri, alteori îşi menţin porţiuni din suprafaţa lor la nivelul luncilor înalte, al terasei inferioare şi chiar al luncii joase. Sunt mai bine cunoscute conurile de la intrarea râurilor în câmpie (Someş, Crasna, Barcău, Crişuri, Mureş, Timiş-Bega ş.a.), uneori avansate şi conturate inclusiv în câmpia subsidentă.

Există şi resturi mai înalte ale unor conuri, diferite ca poziţie, care pot indica vechi direcţii de curgere a râurilor.

Evoluţia hidrografică cea mai spectaculoasă este întâlnită în *Câmpia Someşului* (fig. 60). Câmpia Careiului, din cadrul său, împreună cu regiunea Nyrului (Ungaria), reprezintă un vechi con piemontan al unei Tise unite cu **Someşul**, ce curgeau spre confluenţa actuală a Crişurilor. Piemontul s-a realizat în timpul teraselor 5-4, poate şi anterior, după care a deviat spre stânga (către Ierul actual), formând terasele 3 şi 2, săpate în con (în Câmpia Careiului).

La nivelul lui t_1 (probabil în würm III), Tisa, Someşul şi Crasna au fost atrase de noua arie subsidentă de la Bodrag. Terasa 1 a Someşului, care se desfăşoară sub formă de con pe sub măgurele Oaşului, indică noua direcţie a Someşului.

La nivelul *luncii înalte*, Someşul deviază către stânga, depunând un con spre nord-vest pe direcţia văilor Noroieni şi Turul inferior, apoi un altul către Câmpia Ecedea şi, în fine direcţia actuală (fig. 60).

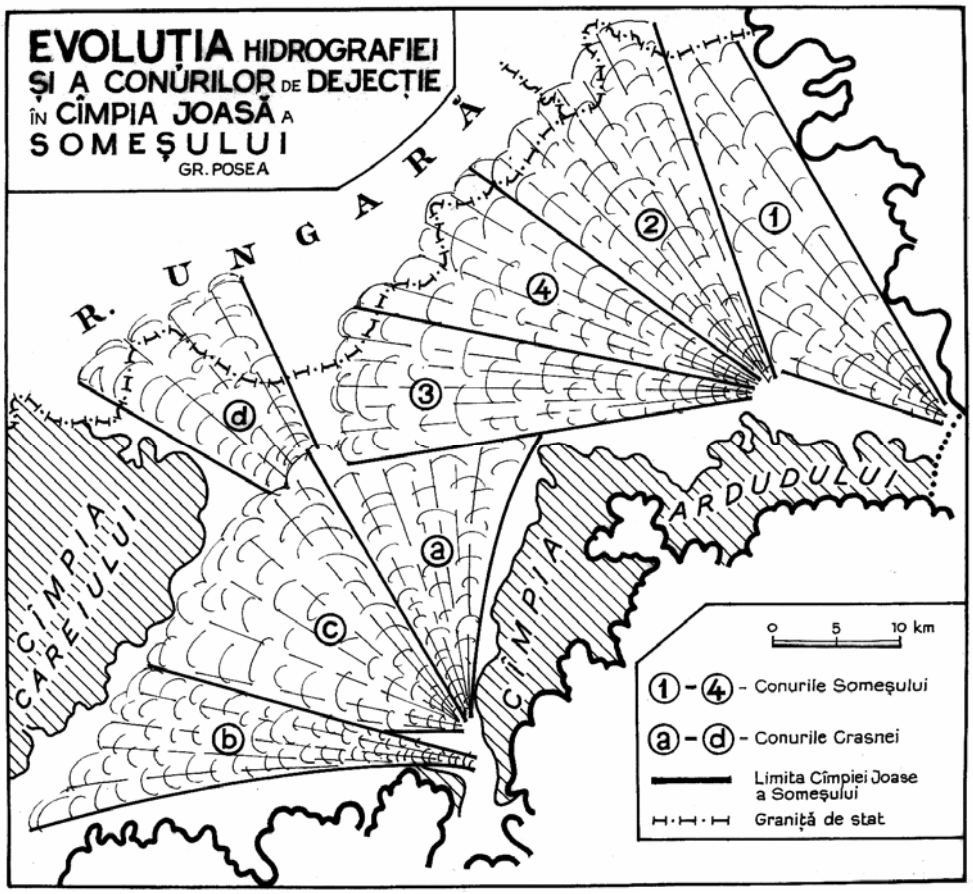


Fig. 60 – Evoluţia hidrografiei şi a conurilor de dejecţie în Câmpia joasă a Someşului

Crasna s-a întors către Someş tot la t_1. Dar, o dată cu dezvoltarea conului someşan, care a blocat-o, revine pe Ier (b pe fig. 60). În timpul formării luncii actuale, oscilează din nou, dar nu spre Someş, ci între Ecedea şi Ier, după cum era barată sau nu de conurile Someşului şi în funcţie de împotmolirea luncii Ierului. Acum se formează de exemplu, conul sau Câmpia Cigului.

Ierul actual este deci o fostă vale a Crasnei, realizată la nivelul lui t_1 şi al luncii, dar aceasta cu mutări şi reveniri către Someş şi Ecedea.

În Câmpia Buduslăului există văi uşor antecedente peste linia marilor înălţimi, plasată lângă Barcău. Ele se alungeau mai mult către sud, unde au fost scurtate de deplasarea Barcăului către dreapta (spre falia Barcău-Inot). Tot acum, „blocul

Buduslăului" a suferit o lăsare spre nord, linia marilor înălțimi mutându-se de la cumpăna apelor către sud.

Barcăul, Crişurile şi **Cigherul**, toate au deviat spre dreapta la intrarea în câmpie, lăsând terase pe stânga. În câmpia joasă, ele au divagat diferit. Crişul Repede a avut braţe către Barcău, cel puţin pe Crişul Mic. Crişul Negru a oscilat între Culişer şi Teuz-Crişul Alb. Acesta din urmă s-a deplasat în sud, până la Canalul Morilor, iar în nord până la Teuz, pe o lăţime de 15-18 km.

Mureşul reprezintă cea mai importantă şi mai complexă evoluţie de vale din Câmpia Banatului. Este cel mai mare afluent al Tisei, ca debit, iar în câmpie a divagat pe cele mai mari suprafeţe şi a format cele mai extinse conuri de dejecţie din Câmpia Tisei.

Cantitatea de aluviuni este, în prezent, ceva mai mică decât la Someş, vastitatea conurilor sale explicându-se prin aceea că ele se împrăştie pe un fundament mai ridicat, deşi mai faliat, şi unde subsidenţa a fost mai atenuată. De asemenea, *marea extensiune a conurilor Mureşului* a mai fost determinată de distanţa mare dintre cele trei arii de subsidenţă crescută, care au atras periodic râul sau braţe ale sale: Sárrét (confluenţa Crişurilor), Szeged (confluenţa Mureş-Tisa) şi Timişoara-Timişul inferior. Din cauza influenţei aproape concomitente asupra sa a acestor areale subsidente şi a lipsei unor râuri vecine de proporţia sa, *fenomenul de difluenţă* sau despletire a fost de obicei o permanenţă la Mureşul din câmpie în toată evoluţia cuaternară.

Intrarea în câmpie se face prin *defileul de la Şoimoş* (Lipova), ce aparţine sectorului mai mare Burjuc-Şoimuş. Aici Mureşul s-a fixat epigenetic, la contactul Munţilor Zarandului cu Podişul Lipovei (459 m în vf. Ciordan). Este vorba de formaţiunile pannoniene şi apoi piemontane care au fosilizat un vechi relief dintre Munţii Zarandului şi Munţii Poiana Ruscăi, inclusiv o înşeuare, Holdea (321 m), erodată în timpul meoţianului (*Gr. Posea*, 1969, p. 30). Alţi autori susţin antecedenţa acestei văi (*L. Sawicki*, 1912, *N. Orghidan*, 1969), sau captarea (*R. Ficheux*, 1934, *Gh. Pop*, 1945). *Gr. Posea* (1969), admiţând epigeneza şi pornind de la vechi formaţiuni piemontane (din faza piemonturilor romanian-cuaternar inferior), nu excludem antecedenţa ulterioară, dar şi un curs prepannonian spre Bega, exhumat în înşeuarea Holdea.

Evoluţia Mureşului în câmpie, sub formă de conuri mari de dejecţie, a fost sesizată demult, la modul general, de diferiţi autori (vezi *Şt. Manciulea*, 1923, 1938; *I. Sümeghy*, 1944; *M. Paucă*, 1954 ş.a.). Urmele unor vechi cursuri, ca şi alte moduri de analiză ajută, însă, la reconstituiri mai de amănunt ale direcţiilor de curgere ale Mureşului.

După cum s-a spus, o regulă pare relativ generală, şi anume că difluenţele, chiar trifluenţele au fost aproape o permanenţă, dar ele nu excludeau un curs principal. Acest curs avea stabilitate pe termen mai scurt sau mai lung şi pe sectoare şi era impus de jocul faliilor şi al blocurilor din fundament (falia din stânga cursului actual, grabenul de la vest de Munţii Zarandului, faliile divergente din Câmpia Vingăi), de brahianticlinalul Luda Baru, de atracţia mai activă a unuia din cele trei centre subsidente de la extremităţi şi de mersul şi tasarea colmatărilor.

- În ordine, se poate deduce un curs al Mureşului, la nivelul lui t_5, de la Lipova spre sud-vest. A fost râul principal, sau un braţ de la care pare că s-a moştenit Beregsăul; aluviunile de tip con se împrăştiau însă şi către vest şi nord-vest.
- La nivelul t_4 nu există urme de cursuri concrete, dar se poate reţine cu siguranţă un braţ pe valea Măgheruş, care s-a păstrat şi la nivelul lui t_3, când s-a impus antecedent şi s-a întrerupt la t_2.
- În timpul lui t_3, conul Mureşului mergea unitar din Câmpia Vingăi peste cea a Nădlacului, dar în afară de Măgheruş nu se păstrează un alt curs evident.

- La t_2 intervin, deopotrivă, subsidența de la Sárrét (Crişuri) şi cea de pe Timişul inferior, dar şi o uşoară ridicare a Câmpiei Vingăi şi, în parte, chiar a Nădlacului. Mureşul curgea, se pare, la început, către nord-vest, peste Câmpia Aradului, apoi se schimbă cu un braț puternic pe actuala vale Galațca, clădind şi Câmpia Jimboliei.
- După t_2 şi până la nivelul luncii superioare, brațele principale se dirijau tot prin Câmpia Aradului, pe Valea Seacă (Canalul Matca), pe Ier-Szaraz sau chiar către nord-vest spre Budier (către Sânmartin).
- La nivelul luncii, cursul principal deviază brusc de la Arad şi Pecica (aproximativ pe Mureşul Mort) spre sud-vest (Periam), curgând pe actuala Aranca.
- Un curs următor a fost pe valea Mureşanul (sud-vest Nădlac) şi pe Aranca inferioară, după care a deviat spre Szeged şi şi-a oprit complet revărsările pe Matca şi Ier.

Timişul, împreună cu Bega şi Bârzava au avut în permanență devieri de tip divagare pe toată Câmpia Timişului, ca şi pe o parte din Câmpia Lugojului. După îndiguirea lor şi canalizarea unora, au rămas încă urme de cursuri relativ recente: Bega Mică, Timişatul, Timişul Mort etc. *Bega* a curs pe Bega Veche, dar reprezintă un râu care, în stare naturală, se adapta mereu unor cursuri părăsite de Mureş şi Timiş. *Birda* este un fost braț al Bârzavei. *Timişul vechi* a divagat mereu pe o suită de conuri care se succed din golful Lugojului până la graniță şi îşi amesteca des apele cu Bega spre, sau în arealul Timişoarei. Către vest divagarea mergea până la Bega Veche, iar în sud până la Deliblat, respectiv mlaştinile de la Alibunar (Iugoslavia). Dar, Deliblatul şi mai ales culmea sa înaltă (251-180 m) reprezintă un con predunărean, construit dinspre Defileul Dunării.

La nord de Timişoara, pe distanța dintre Beregsău şi Apa Mare, au existat frecvente baleieri ale cursurilor venite din Câmpia Vingăi.

Bârzava, împreună cu Moravița, se dirijau, până la canalizarea sa, spre mlaştinile de la Alibunar (Iugoslavia).

Evoluția actuală a tuturor râurilor este marcată de **intervenția omului**. Amintim câteva dintre modificările făcute.

- Râurile principale au fost îndiguite, uneori cu îndreptări de cursuri.
- În unele cazuri s-au efectuat canalizări: Bega, Ierul, parțial Crasna, Homorodul inferior, Bega Veche, Bârzava.
- Au fost create canale de interceptare a pâraielor ce coboară din deal şi din câmpiile subcolinare şi care produceau inundații: Canalul Colector al Crişurilor, Canalul Culişer, Canalul Cermei-Tăut, Canalul Morilor, Canalul Homorod (în jurul glacisului Ardudului) şi Canalul Maria (pe dreapta Crasnei).

În alte cazuri s-au făcut canale de legătură între două bazine hidrografice: Bega-Timiş (la Coşteiu şi Topolovăț), Matca (Mureş-Crişul Alb), Canalul Colector (Crişul Repede-Crişul Negru), Homorod spre Someş şi Homorod către Crasna etc.

Bibliografie

Atanasiu S. (1899), *Morphologische Skizze der nordmoldauischen Karpathen mit einem Ueberblick über die Tektonik*. „Bul. Soc. Ştiințe", Bucureşti.

Barbu N., Ionesi L., Ionesi Bica (1964), *Masivul Ciungilor*, „An. St. Univ. Iaşi", t. X

Băcăuanu V. (1968), *Câmpia Moldovei*, Editura Academiei R.S.R.

Băcăuanu V. (1973), *Evoluția văilor din Podişul Moldovei*, în vol. *Realizări în geografia României*, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică.

Băcăuanu V. şi colab. (1980), *Podişul Moldovei*, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică.

Băncilă I. (1964), *Investigații geologo-tehnice pentru sistemul hidroenergetic şi de navigație Porțile de Fier*, „Rev. Natura, geogr.-geol.", XVI, 2.

Bulla B. (1942), *Die pliozöner Terrasen des Ungarischen*, Intern. Zeitschrift der Ungarischen Geogr. Gasellschalft, LXX, 1, Budapest.
Burileanu D. (1941), *Câteva observaţii asupra structurii şi reliefului în Carpaţii Meridionali în lumina ultimelor cercetări geologice*. „Cercetări şi studii geografice", vol. I.
Burileanu D. (1942), *Recherches morphologiques dans le défilé du Jiu*. Lucr. Inst. de Geogr. Cluj, vol. VII.
Burileanu D. (1943), *Problema defileului Jiului*. „Revista geografică Română", fasc. I-II.
Cholnoky E. (1905), *Die wissenschaftliche Erforschung des Alföld*. Földr. Közlem, XXXII.
Coteţ P. (1946), *Câlnişteа – o vale tectonică de tip balcanic*, „Rev. Geogr.", III, 1-3, Bucureşti.
Coteţ P. (1954), *Problema defileului Dunării la Porţile de Fier şi cercetările geomorfologice din Câmpia Olteniei*, *Probl. De geogr*., I.
Coteţ P. (1957), *Câmpia Olteniei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Coteţ P. (1968), *La Plaine Roumaine et son évolution géomorphologique*, „Rev. Roum. G.G.G. – géogr.", 12, 1-2.
Coteţ P. (1973), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică.
Coteţ P., Băcănaru I. (1965), *Regiunea Banat. Caracterizare geografică*, „Rev. Natura, geogr." - geol., XVIII, 2.
Cvijič J. (1908), *Entwichlungageschischte des Eiserener Tores*. Peterm. Mitt., Erganzungsheft 160, Gotha.
David M. (1945), *Geneza, evoluţia şi aspectele de relief ale Podişului Transilvaniei*. „Rev. Adamachi", vol. XXXI, nr. 1-2, Iaşi.
David M. (1949), *Evoluţia reliefului în masivul Bistriţei Moldoveneşti*, „Rev. Adamachi", XXXV, nr. 1-2, Iaşi.
Donisă I. (1966), *Aspecte din evoluţia pliocen-cuaternară a văii Bistriţei*. „An. St. Univ. Iaşi", t. XII, 1966.
Donisă I. (1965), *Aspecte din evoluţia văii Bistriţei. Faza prepliocenă*. „An. St. Univ. Iaşi", t. XI.
Donisă I. şi colab. (1973), *Etapele de evoluţie ale reţelei hidrografice din Carpaţii Orientali*. Realizări în Geografia României, Editura Ştiinţifică.
Drăghiceanu I. (1896), *Les tremblements de terre de la Roumanie et de pays environnants,* Bucureşti.
Ficheaux R., Tricom Vergez G. (1948), *Sur L'origine des Ports de Fer danubiannes,*C.R. Acad. Sci. CCXXVI, Paris.
Ficheux R. (1929), *Munţii Apuseni,* în vol. *Transilvania, Banatul, Crişana*, 1918-1928, Bucureşti.
Ficheux R. (1929), *Remarques sur le réseau hydrographique du Bihor septentrional*. Mel. Inst. Fr. en Roumanie.
Ficheux R. (1934), *Două cursuri vechi ale Mureşului*. „B.S.R.G.", Bucureşti.
Ficheux R. (1996), *Les Monts Apuseni (Bihor), vallées et aplanissement*. Editura Academiei.
Gârbacea V. (1961), *Evoluţia reţelei hidrografice din partea de nord-est a Podişului Transilvaniei*. „Studia Universitatis", fasc. 1, Cluj.
Ghenea C., Mihăilă N., Ghenea A. (1963), *Cercetări geologice între valea Topolniţei şi Valea Desnăţui*, „St. Tehn. Econ.", E, 6.
Gheorghiu C., Iancu M. (1967), *L'evolution géologique et géomorphologique de la vallée du Danube entre Baziaş et Tr. Severin*, Assoc. geol. Carpato-Balkanique, VIII-ème Congres Raports, Belgrade.
Grecu Florina (1983), *Probleme ale formării şi evoluţiei reţelei hidrografice din Depresiunea Transilvaniei*, „Memoriile secţiilor ştiinţifice", seria IV, t. VI, nr. 2, Editura Academiei R.S.R.
Grigore M. (1989), *Defileuri, chei şi văi de tip canion în România*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Grigore M., Popescu Dida, Popescu N. (1965), *Kryonivale Reliefformen im Banater Gebirge*. „Rev. Roumaine de Géol., Géogr., série de Géographie", XI, 2.
Grigore M., Popescu Dida, Popescu N. (1967), *Relieful structural din zona defileului Dunării şi Munţii Almăjului*, „Rev. Natura, geogr.-geol.", XIX, 1.
Halavats I. (1900), *Géologie des valées du Danube et de la Tisza*. Trav. de regularisation et d'endiguenment en Hongrie, Budapest.
Hârjoabă I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei R.S.R.

Iancu M., Valeria Velcea, Glăja Maria (1963), *Consideraţii geomorfologice asupra văii Dunării în sectorul Gura Bahna-Tr. Severin*. „Analele Univ. Bucureşti, seria şt. naturii, geol.-geogr.", XII, 36.
Iancu M., Valeria Velcea, Glăja Maria (1964), *Valea Dunării între Baziaş şi Coronini. Caracterizarea geomorfologică*. „Analele Univ. Bucureşti, seria şt. naturii, geol.-geogr.", XIII, 1.
Iannescu G. (1895), *Aliniamente geografice ale României*, „Bul. Soc. Rom. Geogr."
Ielenicz M. (1988), *Câmpia Vrancei*, „Analele Univ. Bucureşti, Geografie".
Ielenicz M. (1988), *Terasele din Dobrogea*, „Analele Universităţii Bucureşti, seria geografie", an. XXXVII.
Ilie I. (1968), *Procesele actuale în zona Defileului Dunării*, „Rev. Natura, geogr.-geol.", nr. 5.
Ilie I., Grigore M. (1964), *Metode pentru întocmirea hărţii adâncimii fragmentării reliefului cu aplicaţie la sectorul văii Dunării între Şvinița şi Tr. Severin*, „Rev. Natura, seria geogr."-geol., XVI, 3.
Ilie M. (1958), *Podişul Transilvaniei*, Bucureşti.
Inkey v. Bela (1884), *Geotektonische Skizze der weslichen Hälfte des Ung-Rumän. Grenzgebirges*. Földt. Közlöny, Budapest.
Ionescu-Argetoaia I. (1918), *Pliocenul din Oltenia cu privire specială asupra tectonicii Depresiunii Getice*, „An. Inst. Geol. Rom.", VIII (1914).
Iovanovič J. (1960), *Relief Beogradskog padynavliy i sliva topoiiderske reke*. Zbornik radova, VII, Beograd.
Kéz A. (1933), *Donaudurchbruch bei Visegrad*, „Rev. Math. U. Natura Anzeigen d. Ung. Ak. D. Wiss", 50, Budapest.
Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, „St. Teh. Econ.", H., 1.
Macovei G. (1909), *Bazinul terţiar de la Bahna*, „An. Inst. Geol. Rom.", III, fasc. 1.
Marinescu Fl., Marinescu Josefina (1963), *Geologia bazinului Bahna-Orşova şi legătura sa cu regiunile neogene învecinate*. Asoc. geol. Carpato-Balcanică. „Comunicări ştiinţifice", III, 1, Bucureşti.
Markovič J. (1965), *Fluvioalno-denudaciono poreklo nizih povrsi nasem obodu. Pononskog Basena*. Zbornik radova, XII, Beograd.
Martiniuc C. (1946), *Date noi geomorfologice asupra regiunii Baia-Suceava*, „Rev. Geogr.", I.C.G.R., t. III, f. 1-3.
Martonne Emm. (1924), *Excursions géographiques de l'Institut de Géographie de l'Université de Cluj 1921*. „Lucr. Inst. Geogr. al Univ. Cluj", 1922, vol. I, Cluj.
Martonne Emm. de (1902), *La Valachie. Essai de monographie géographique*. Paris.
Martonne Emm. de (1907), *Recherches sur l'evolution morphologique des Alpes de Transylvanie*, „Rev. de géogr.", I, Paris.
Martonne Emm. de (1931), *L'Europe Central*, Paris.
Mateescu Şt. (1925-1926), *Observaţii geologice şi morfologice asupra Depresiunii Huedin.* „An. Inst. Geol. al Rom.", XI.
Maxim I. (1954), *Câteva observaţii asupra naturii şi genezei morfologice de est a Bazinului Beiuşului*. Stud. şi cercet. Ştiinţ., seria II, 3-4, V.
Maxim I. (1957), *Forme de captări în evoluţia reţelei hidrografice române*. „Bul. Univ. Cluj", vol. II, nr. 1-2.
Micalevich-Velcea Valeria (1963), *Cu privire la extinderea nivelului Predeal (valea Gârcinului)*. *Comunicări de geografie*, vol. II.
Mihăilescu V. (1930), *Podişul înalt din vestul Botoşanilor – regiunile Dealu Mare şi Mândreşti*, „B.S.R.R.G.", t. XLVIII (1929).
Mihăilescu V. (1935), *Platforma Someşană*, „B.S.R.R.G."
Mihăilescu V. (1938), *Observaţii morfologice în nord-vestul Transilvaniei*. Vol. Omagial „Gr. Antipa".
Mihăilescu V. (1944), *Ţara Dornelor*, Volum omagial „C. Giurescu".
Mihăilescu V. (1963), *Carpaţii Sud-Estici*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1965), *Văile carpatice transversale*, „Rev. Natura, geogr.-geol.", XVII, 4.
Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică.
Morariu T., Gârbacea V. (1960), *Terasele râurilor din Transilvania*. Com. Acad. R.P.R., nr. 6.
Murgoci M. Gh. (1908), *Terţiarul Olteniei*, „An. Inst. Rom.", I.

Naum Tr. (1965), *Valea transversală a Bistriței*, „Hidrologia", nr. 6.
Năstase Gh. (1946), *Valea Prutului*, „Rev. Geogr.", t. II, nr. 1-4.
Neamu Gh. (1963), *Aspecte din dezvoltarea morfologică a văii Timişului*. *Comunicări de geografie*, vol. II.
Nordon A. (1933), *Résultats sommaires et provisoires d'une étude morphologique des Carpathes Orientales roumaines*. C.R. Congr. Int. Geol. Paris.
Obreja A. (1958), *Câteva date geomorfologice asupra văii Bârladului*. Analele Şt. Univ. „Al. I. Cuza", 1, Iaşi.
Obreja A. (1961), *Date noi asupra teraselor Bârladului*. „Com. Acad. Române", XI, nr. 9.
Orghidan N. (1932), *Prin Munții Buzăului*. Revista „Țara Bârsei", Braşov.
Orghidan N. (1939), *Observațiuni morfologice pe marginea ardeleană a Munților Vrancei*, „B.S.R.R.G."
Orghidan N. (1966), *Dunărea la Porțile de Fier*. St. şi cercet. de geol. geofiz. geogr., seria geografie, XVII, 2.
Orghidan N. (1969), *Văile transversale din România*, Editura Academiei R.S.R.
Paraschiv D. (1964), *În legătură cu orientarea văii Bârladului*, „Natura, seria geogr.-geol.", nr. 6.
Paucă M. (1953), *Cercetări geologice în bazinele neogene din nord-vestul Ardealului*, „Dări de seamă", vol. XXXVII.
Paucă M. (1954), *Neogenul bazinelor externe ale Munților Apuseni*. „An. Com. Geol.", vol. XXVII.
Paucă M. (1965-1966), *Contribuții la geneza zăcămintelor de săruri miocene din România*. „Dări de seamă ale şedințelor", vol. LIII/2.
Paucă M. (1977), *Rețeaua hidrografică a blocului Someşului –geneză şi evoluție*, „Şt. şi cerc., G.G.G., geografie", t. XXIV, nr. 2.
Pecsi M. (1959), *Entwicklung und Morphpologie des Donautales in Ungarn*, Ak. Kiado Budapest.
Penck A. (1895), *Die Donau*. Vorträge d. Ver. Wien.
Peters K. (1976), *Die Donau und ihr Gebiet eine geologische skizze*, Leipzig.
Petrovič D. (1954), *Bratarnicika klisura*, Zbornic radova, I, Beograd.
Pop Gh. (1947), *Noi contribuții geomorfologice privitoare la cursul inferior al Mureşului. Vechiul curs Mureş-Bega*, Lucr. Inst. Geografie, Univ. Cluj, vol. VIII.
Popescu N. (1964), *Culoarul Mehadia-Orşova (Câteva considerații geomorfologice)*, „Analele Univ. Buc., seria şt. Naturii, geol.-geogr.", XIII, 1.
Popescu N. (1966), *Observații geomorfologice asupra depresiunii Ogradena-Bahna*, „Analele Univ. Buc., seria şt. naturii, geol.-geogr.", XV, 1.
Popescu N. (1972), *Valea Oltului între Turnu Roşu şi Cozia*, „B.S.S.G.R." vol. I (LXXI).
Popescu N., Popescu Dida, Grigore M. (1967), *Evoluția versanților în bazinul Dubova (Defileul Porților de Fier)* „S.S.N.G., Com. de geogr.", IV.
Popescu Voiteşti I. (1935), *Evoluția geologică şi paleogeografică a pământului românesc*. „Rev. Muz. Min. Univ. Cluj", V.
Popescu-Voiteşti I. (1918), *Pânza conglomeratelor de Bucegi în valea Oltului*, „An. Inst. Geol. Rom.", vol. VIII.
Popp N. (1938), *Congresul de la Alba Iulia al profesorilor de geografie*, „B.S.R.RG."
Popp N. (1947), *Formarea Câmpiei Române*, Bucureşti.
Posea Aurora (1977), *Crişul Repede*, vol. *Cercetări în geografia României*, Editura Ştiințifică şi Enciclopedică.
Posea Gr. (1957), *Evoluția rețelei hidrografice în Depresiunea Chiusbaia*. Probleme de geografie, vol. V.
Posea Gr. (1963), *Aspecte de relief din jurul Clujului*. „An. Univ. nr. 32", Bucureşti.
Posea Gr. (1964), *Defileul Dunării*. „Rev. Natura, geogr.-geol.", XVI, 1.
Posea Gr. (1964), *Une surface polygénétique dans les Carpates volcaniques du nord de la Roumanie,* „ Rev. rom. de G.G.G., Géogr.",t. 8, Academia R.P.R.
Posea Gr. (1967), *Antecedență şi captare la văile transversale carpatice*. „Lucrările ştiințifice." Institutul pedagogic, Oradea, 1.
Posea Gr. (1968), *Depresiunea Sălişte*. „Studii şi cerc. de geol., geogr.", nr. 1.
Posea Gr. (1969), *Asupra suprafețelor şi nivelelor morfologice din sud-vestul Transilvaniei*, „Lucr. Inst. Ped." Oradea.
Posea Gr. (1969), *Dinamica albiei şi văii râului Buzău în zona muntoasă,* „revista Hidrotehnica, Gospodărirea apelor, Meteorologia", nr. 5, Bucureşti.

Posea Gr. (1971), *Evoluţia văii Buzăului*, în vol. *Geografia judeţului Buzău şi a împ*rejurimilor, Bucureşti.
Posea Gr. (1983), *Terasele din Câmpia Târgovişte-Ploieşti şi raporturile lor cu Subcarpaţii*, „Memoriile secţiilor ştiinţifice, ale Academiei", seria IV, t. VI, nr. 2.
Posea Gr. (1984), *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române*, Terra, 1.
Posea Gr. (1984), *Le systeme génétique-evolutif de la Plaine Roumanie*, „Rev. Roum, G.G.G., géogr.", t. 28. Ed. Academiei R.S.R.
Posea Gr. (1987), *Tipuri ale reliefului major în Câmpia Română – importanţă practică*, „Terra", nr. 3.
Posea Gr. (1988), *Contactul câmpiilor Vlăsiei şi Târgovişte-Ploieşti*, în *Probleme de geomorfologia României*, vol. II, Universitatea din Bucureşti.
Posea Gr. (1989), *Câmpia Bărăganului*, „Terra" nr. 1.
Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Posea Gr. (1997), *Relieful şi evoluţia paleogeografică a Câmpiei Române*, în *Ghidul excursiilor celei de-a XV-a Conferinţe Naţionale pentru Ştiinţa solului*, Institutul de cercetări pentru pedologie şi agrochimie.
Posea Gr., Benea I. (1999), *Defileul Dunării, ipoteze de formare*, în Lucrările Simpoz. Carpato-Balcanic de Geomorfologie – Băile Herculane.
Posea Gr., Gârbacea V. (1959), *Buzăul, vale antecedentă*. „Natura", nr. 3.
Posea Gr., Gârbacea V. (1961), *Depresiunea Bozovici. Studiu geomorfologic*. *Probleme de geogr*., VIII.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1963), *Observaţii geomorfologice asupra defileului Dunării*. „Analele Univ. Buc., seria şt. naturii, geol.-geogr.", XII, 37.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1969), *Privire de sinteză asupra cunoaşterii genezei Deltei Dunării*, vol. Dobrogea, Constanţa (Inst. Pedagogic).
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1976), *Treptele morfogenetice din zona defileului Dunării*, în vol. *Geografia*, Grupul de cercetări Porţile de Fier, seria monografii, Editura Academiei R.S.R.
Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1969), *Defileul Dunării,* în *Probleme de geomorfologia României*, vol. I, Centrul de multiplicare al Univ. Bucureşti.
Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1969), *Geneza şi evoluţia Defileului, Geografia văii Dunării Româneşti*, Editura Academiei, R.S.R.
Posea Gr., Ilie I., Popescu N., Grigore M., (1967), *Specificul proceselor de versant şi albie în prezent,în timpul umplerii şi după umplerea lacului de acumulare din defileul Dunării*. „Studia Univ. Babeş-Bolyai, series geol.-geogr.", fasc. 2.
Posea Gr., Ilie Ion, Grigore M, Popescu N. (1969), *Hipotesen über die enstehung des Durehbruchstales der Donau bei dem „Eiseren Tor"*, „Bullet. De la Soc. Serbe de Géographie", t. XLIX, nr. 2, Beograd.
Princz Gy. (1958), *Explicaţia geografică a reliefului Ungariei*, Földt. Kozl., VI, Kötet, 3.
Rădulescu I., Iancu Silvia, Lupu Silvia (1965), *Observaţii geomorfologice preliminare asupra văii Dunării, în sectorul Dubova-Vârciorova*, „S.S.N.G., Com. de geogr.", III.
Rădulescu I., Ilie I. (1968), *Aspecte ale morfodinamicii fundul văii Dunării în sectorul Baziaş – Tr. Severin*, „S.S.N.G., Comunicări de geogr.", V, Bucureşti.
Rodeanu I. (1926), *Observări morfologice la zona de contact a bazinelor Oltului şi Mureşului în regiunea Sibiului*, „Lucr. Inst. Géogr.", Cluj, vol. II.
Rodeanu I. (1941), *Contactul morfologic al bazinului Mureşului cu bazinul Someşului în Podişul Transilvaniei*. „B.S.R.R.G."
Sârcu I. (1955), *Valea Siretului în sectorul raionului Paşcani şi problema şeii de la Ruginoasa*, *Probleme de Geografie*, t. II.
Sârcu I. (1953), *Piemontul Poiana Nicoreşti*. „St. Cerc. Şt. Academiei", filiala Iaşi, 1-4.
Sârcu I. (1957), *Câteva aspecte de geomorfologie din Munţii Bârgăului*, *Probleme de geografie*, vol. IV.
Saulea Emilia, Popescu Ileana, Săndulescu Jeana (1964-69), *Hărţile litofaciale ale României,* scara 1:1.500.000 şi 1:2.000.000 Comit. de Stat al geol., Inst. Geologic.
Savu Al. (1963), *Podişul Someşan*, autoreferat asupra tezei de doctorat, Cluj.
Schafarzik Fr. (1903), *Kurze Skizze der geol., Verhältnisse und der Gaschiechte des Gebietes am Eisernen Tore an der unteren Donau*. Földt. Közlöny, Budapest.
Schiling Gabor (1910), *A bozda furdulo*. Die Bozda wendung. Földrajza kozlemnyek köt, Budapest.

Schmidt N., Povară I., Petcu A. (1968), *Aspecte ale reliefului calcaros din sectorul Cazanelor Mari*, S.S.N.G., Comunicări de geogr., VI, Bucureşti.
Sencu V. (1967), *Cazanele Dunării. Observaţii geomorfologice*. „St. şi cercetări de geol., geofiz., geogr., seria geografie", XVI, 2.
Sevastos R. (1904), *Observations sur le défilé de Portes de Fer et sur les cours inferieures du Danube*. „Bull. De la Soc. Géol. De France", 4, serie, IV.
Sevastos R. (1908), *Sur le défilé des Ports de Fèr*, „Ann. Sci. Univ. Iassy", V, 2.
Sficlea V. (1960), *Contribuţii la studiul depozitelor loessoide din jurul Galaţilor*. „Analele şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi", VI, 1.
Sficlea V. (1960), *Pietrişurile de Bălăbăneşti şi câteva precizări geomorfologice legate de ele*. „Analele şt. Univ. „Al. I. Cuza", Iaşi", VI, 2.
Sficlea V. (1980), *Podişul Covurluiului*, vol. *Cercetări în geografia României*, Editura Ştiinţifică.
Simionescu I. (1927), *Tratat de geologie*.
Someşan L. (1947), *Consideraţiuni geomorfologice asupra Munţilor Călimani*, „Lucr. Inst. Geogr. al Univ. Cluj", vol. VII.
Toula Fr. (1896), *Uber den Durchbruch des Donau durch das Banatergebirge*. „Schr. d. Ver. z. Verbreit. d. naturwiss." Kenntn, t.XXXIII, Wien.
Tufescu V. (1932), *Captări actuale între afluenţii Prutului şi ai Siretului în jud. Dorohoi*, „B.S.R.R.G.", t. LI.
Tufescu V. (1946), *Confluenţele şi formarea luncilor Siretului şi Prutului*, „Rev. Geogr., I.C.G.R.", t. III, nr. 1-3.
Tufescu V. (1966), *Subcarpaţii*, Editura Ştiinţifică.
Vâlsan G. (1916), *Câmpia Română*, „B.S.R.G.", t. XXXVI (1915).
Vâlsan G. (1919), *Asupra trecerii Dunării prin Porţile de Fier*, „Bul. Soc. Rom., Geogr.", XXXVII (1916-1918).
Vâlsan G. (1940), *Morfologia văii superioare a Prahovei şi a regiunilor vecine*. „B.S.R.G."
Vergez-Tricom G. (1929), *Regiunile naturale şi unitatea Banatului românesc*. *În Transilvania, Banatul, Crişana, Maramureşul, 1918-1928*, Bucureşti.
Vespremeanu E., Posea Aurora (1988), *Sedimentarea şi sedimentele din lacul de acumulare Porţile de Fier I,* în *Probleme de geomorfologie*, vol. II, Universitatea din Bucureşti.
x x x (1969), *Geografia văii Dunării Româneşti*, Editura Academiei R.S.R.

Capitolul XIV

CONDIȚIILE GENERALE ALE MODELĂRII RELIEFULUI ÎN CUATERNAR (*moştenirea cuaternară*)

Relieful realizat în cuaternar impune, în cea mai mare parte, specificul reliefului actual, mai ales în regiunile temperate. Tot acum, alături de reliefurile specifice acestei perioade, s-au format şi sau depus unele depozite superficiale, de asemenea specifice, pe care s-au format apoi mare parte din solurile actuale. Formele de relief cele mai reprezentative pentru cuaternar sunt: terasele, luncile, formele glaciare şi periglaciare, dar şi depuneri de loessuri şi loessoide, nisipuri eoliene, pături de dezagregare şi alterare, precum şi altitudinile actuale ş.a. Desigur, în acest timp au fost realizate şi alte tipuri de relief, cum ar fi piemonturi, glacisuri, reliefuri structurale etc., dar ele aparțin, ca specific, mai ales altor etape.

În cuaternar au existat câteva condiții aparte generatoare de relief şi anume: alternări de faze climatice reci cu altele temperate, mişcări zise neotectonice şi eustatismul Mării Negre şi al lacurilor limitrofe (ca nivele de bază ale modelării reliefului nostru).

a) **Condițiile climatice**. Cele mai mari variații climatice cu repercursiuni pentru relief, pe teritoriul României şi al Europei, au avut loc în cuaternar. Pe un fond general de trecere de la climatul anterior de tip mediteranean (specific pentru pliocen) la cel temperat actual, au avut loc oscilații de răcire până la climat glaciar, intercalate cu perioade de încălzire, de aridizare sau pluviozitate relativ ridicată. Toate acestea au impus modificări periodice şi vegetației şi faunei, dar au avut repercursiuni şi în dinamica fluviatilă (eroziunea în adâncime, eroziunea laterală, acumularea), în modelarea versanților (dezagregări, prăbuşiri, alunecări, solifluxiuni etc.), instalarea unor gheţari pe culmile înalte carpatice şi dezvoltarea unei modelări periglaciare în etajele mai joase. Urmele oscilațiilor climatice se întâlnesc în fauna şi flora fosilă, în existența circurilor şi văilor glaciare, în depunerile de loess în alternanță cu soluri fosile şi cu alte benzi de corelație, în structurile periglaciare etc.

În general, în cuaternar au existat următoarele tipuri climatice: submediteranean, temperat (uscat sau umed, cald sau rece) şi periglaciar-glaciar. După modul cum se grupează fazele reci, care au impus în würm şi gheţari carpatici, se pot stabili trei subdiviziuni ale cuaternarului: preglaciar, glaciar, postglaciar.

Preglaciarul ține din pleistocenul inferior până la prima glaciațiune care s-a manifestat relativ sigur şi la noi în riss sau numai în würm. În acest timp au avut loc schimbări dese ale climatului, care pot fi grupate în cinci intervale: a) perioada de trecere de la pliocen la villafranchianul inferior inclusiv, când a existat un climat cald (poate ceva mai răcoros în pliocen); b) villafranchianul superior, care a fost mai arid, cu precădere în sud şi est, ducând la extinderea stepei reci; după unii cercetători, în timpul întregului villafranchian ar fi avut loc şi două oscilații reci de tip periglaciar (legate de glaciațiunea Donau); c) intervalul günz (St. Prestien) până la mindel cuprinde o alternanță de faze calde şi altele mai răcoroase şi umede; d) mindelul a avut un climat temperat rece, întrerupt periodic de faze mai blânde şi umede; e) intervalul mindel-riss a fost temperat-blând, până la nuanțe mediteraneene în sud-est.

Glaciarul (riss-würm, sau numai würm) a avut, ca dominantă, un climat foarte rece, mai ales în ultima parte, würm. Calota glaciară scandinavo-baltică se apropia de Carpaţi (în riss a fost aproape de Tatra), perturba circulaţia atmosferică est-vest, aerul arctic rece şi uscat pătrundea des la noi. Au existat două faze glaciare–riss şi würm (după Gr. Posea, numai una, 1981), dintre care ultima a lăsat cele mai puternice urme glaciare şi periglaciare în relieful din România. Würmul a avut 2-3 oscilaţii (stadiale), denumite würm I, w. II, w.III, despărţite de interstadiale, mai calde. În fazele glaciare temperaturile medii din ianuarie erau de minus 10-15^{0}C, iar cele din vară atingeau media de plus 6-8^{0}C, din cauza invaziilor de aer mediteranean; precipitaţiile erau de numai 20-30% din cele actuale. În aceste condiţii s-au instalat gheţari în Carpaţi (nesigur însă pentru riss, deoarece Carpaţii erau mai joşi), a apărut un sol îngheţat (pergelisol) în restul ţării, cu areale sau etaje care vara se dezgheţau dând molisoluri (în sud şi sud-est), a existat o modelare periglaciară puternică.

În interglaciarul riss-würm şi parţial în interstadiale, climatul era oarecum similar celui actual. În toate fazele însă, cercul carpatic a impus nuanţe variate regionale, pregnante, ca şi în prezent.

Postglaciarul (holocenul) începe prin încălzirea generală a climei, dar cu multe oscilări iniţiale între nuanţe de rece şi uscat, cald şi umed. Astfel, holocenul inferior a fost ceva mai rece şi umed la început, iar spre sfârşit mai cald şi tot umed. Holocenul mediu are ca specific acel „optimum climatic", respectiv cea mai caldă fază dintre toate, dar care s-a diferenţiat, după umiditate, în trei secvenţe: cald şi uscat (faza boreală), cald şi umed (faza atlantică) şi cald şi uscat (suboreală). Holocenul superior are, în prima parte, un climat temperat umed şi rece, iar apoi (faza actuală) are loc un început de aridizare ce duce la extinderea stepei.

b) **Mişcările neotectonice**. În cuaternar continuă înălţările generale începute încă din sarmaţian, accentuându-se însă în două faze: *rodano-valahă* şi *pasadenă*. Pe fondul general al ridicărilor, au loc totuşi şi unele subsidenţe, unele cutări, după cum înălţarea însăşi s-a diferenţiat pe ramuri sau blocuri muntoase, pe unităţi morfostructurale sau sectoare ale acestora, sau, uneori, chiar relativ uniform pe mari întinderi ale scoarţei.

Unităţile afectate de înălţări includ Carpaţii, Subcarpaţii, podişurile şi parte din câmpii, excepţie făcând unele porţiuni restrânse, mai ales depresionare. Peste Carpaţii Meridionali este specifică o accentuare a ridicărilor de la vest la est. Pentru Carpaţii de Curbură se remarcă o boltire a cărei axă trece peste Bucegi-Siriu-Penteleu-Vrancea. În Carpaţii Orientali ridicările au fost diferenţiate pe compartimente, iar în Apuseni şi Carpaţii Banatului au avut amplitudine mai mică, diferenţiată pe principalele horsturi.

Ca urmare a înălţărilor, s-au adâncit puternic, dar sacadat, văile, au apărut chei şi defilee, umeri şi terase, prăbuşiri şi alunecări, iar în cazul când ridicarea muntelui depăşea limita zăpezilor veşnice (în würm) s-au impus gheţari. Pentru Orientali sunt de amintit şi lăsările subsidente din depresiunile Gheorgheni-Ciuc şi mai ales din Braşov, unde în parte continuă şi azi.

În Subcarpaţi se pot deosebi mai multe situaţii. Subcarpaţii Moldovei s-au ridicat uniform dar sacadat, realizându-se 5-7 terase. Subcarpaţii de Curbură suferă şi unele cutări, dar se înalţă deosebit de puternic după depunerile stratelor de Cândeşti din villafranchian, uneori cu 700-1000 m; pe anticlinale ridicările au fost cele mai accentuate, iar pe unele sinclinale (depresiuni) s-au făcut simţite chiar subsidenţe (exemplu, Mislea-Podeni); terasele sunt puternic deformate, iar numărul lor, peste anticlinale, unde s-au dedublat, este uneori mai mare de 7. Aspecte similare, dar nu identice, se întâlnesc în Subcarpaţii Olteniei, cu diferenţieri la est şi vest de Gilort. Muscelele Argeşului (fâşia de nord extinsă până la Bistriţa Vâlcii) au fost afectate de ridicări încă din villafranchian, aici întâlnindu-se şi terase de 130, 160 şi chiar 200 m. Bombarea dintre Olt şi Vâlsan pare că a impus deplasarea Oltului spre vest şi a Argeşului către est.

Depresiunea Transilvaniei a fost ridicată la nivel de podiş şi, totodată, în ea se definitivează structurile de domuri (în compensaţie apar unele sinclinale uşor subsidente), structurile marginale de monoclin, apărând şi unele ondulări pozitive şi negative ca cele de peste culoarul depresiunilor Sibiu-Făgăraş-Hoghiz.

Podişul Moldovei s-a înălţat începând dinspre nord (aici s-au sculptat şi terase mai înalte de 110-140 m, dar ridicările s-au făcut relativ uniform, cu o oarecare bombare în Podişul Central Moldovenesc şi Câmpia Moldovei.

Dealurile şi depresiunile vestice au fost înălţate ceva mai mult sub munte şi în general după terasa de 110 m, dar foarte puţin în Banat.

Piemontul Getic se înalţă numai începând cu pleistocenul mediu, pe fondul său rămânând câteva centre de subsidenţă (Filiaşi ş.a.).

Dobrogea a fost ridicată la nivel de podiş, se pare, la începutul villafranchianului, când era şi mai mult extinsă către est. Ulterior suferă o coborâre spre est, începând de la o linie de fluxură ce merge aproximativ de la vest de Mangalia până la Tulcea.

Unităţile afectate de mişcări negative cuprind cu precădere câmpiile, lăsările restrângându-se spre finele cuaternarului la anumite fâşii, sectoare sau centre. Astfel, în Câmpia Română, cea mai puternică subsidenţă este în nord-est şi pe o fâşie între Argeş şi Siret; şi în partea de sud există câteva centre de uşoară lăsare (Dăbuleni, Alexandria-Roşiori, Câlnişţea ş.a.). În Câmpia de Vest subsidenţa este activă în arealele Lugoj-Timişoara, Câmpia Aranca, în vestul Crişanei şi pe Crişul Alb până spre Sebiş şi în vestul Câmpiei Someşului, sau pe Câmpia Ierului. Şi Delta a suferit mişcări subsidente. În afara câmpiilor, se resimt subsidenţe în depresiunile Braşov, Ciuc, Gheorgheni ş.a.

Reflexul direct al mişcărilor de ridicare, în relief, a fost acela al aducerii Carpaţilor la altitudinile actuale, formarea Subcarpaţilor, a dealurilor şi podişurilor şi exondarea câmpiilor. În lungul văilor din Carpaţi şi dealuri au luat naştere aproximativ 5-7 terase. Subsidenţele au condus în schimb la colmatări (300-400 m în Câmpia de Vest, sau în Depresiunea Braşov şi până la 1000-1200 m în Câmpia Română de subsidenţă), la fosilizarea unor porţiuni ale piemontului villafranchian, la înecarea teraselor şi la divagări sau convergenţe ale hidrografiei.

Mobilitatea verticală prezentă. După harta (1:1.000.000) şi analizele efectuate de I. Cornea şi colab. (1979)[1] se pot reţine următoarele situaţii:

- Carpaţii Orientali se ridică cu 2-6 mm/an, Meridionalii cu 2-3 mm/an, Apusenii cu 1,5 mm/an, iar Munţii Banatului cu 2-3,5 mm/an;
- Depresiunea Transilvaniei este aproape staţionară, ridicându-se totuşi cu 0,3 la 0,5 mm/an;
- Depresiunea Braşovului coboară cu până la 4 mm/an;
- Depresiunea Panonică coboară cu până la 2,5 mm/an;
- Platforma Moldovenească se ridică aproximativ cu 1,5 mm/an;
- Dobrogea se ridică tot cu circa 1,5 mm/an, cu excepţia litoralului (la est de o linie Mangalia-Tulcea) care coboară;
- Câmpia Română se ridică uşor în partea de vest (1-2 mm/an), staţionează în sud-est şi coboară pe o axă Bucureşti-Siret cu numai 0,5 mm/an;
- Interesant de menţionat că la est de Prut, în Podişul Codrilor (echivalentul Podişului Central Moldovenesc) se admite o ridicare a blocului de fundament cu 15 mm/an (în Podişul Bârladului cam 2 mm/an), iar în Depresiunea Prutului Mijlociu (est de Câmpia Moldovei) cam 10-12 mm/an.

c) **Eustatismul**. Dacă în pliocen existau lacuri extinse, deşi nu prea adânci, peste Câmpia Română, Podişul Getic, Subcarpaţii de Curbură şi ai Olteniei, în sudul Moldovei,

[1] Cornea I. şi colab. (1979), *Harta mişcărilor crustale pe teritoriul R.S.R.,* „Stud. şi cerc. G.G.G., Geofiz.", 17/1.

în Transilvania şi Câmpia Banato-Crişano-Someşeană, în timpul cuaternarului acestea se reduc, până la completa lor dispariţie. Motivul: mişcările de înălţare care se extind şi peste areale pericarpatice lacustre, schimbările climatice şi colmatările intense efectuate de râurile coborâte din Carpaţi. După caracterele unor sedimente, există presupunerea că în cuaternar s-au menţinut totuşi unele *lacuri în Câmpia Română*, mai puţin *în Câmpia de Vest* şi *în depresiunile Braşov, Ciuc, Gheorgheni*. Pentru toate aceste areale, există o oarecare certitudine că în villafranchian erau unităţi fluvio-lacustre, de mică adâncime, care funcţionau în regim subsident, ceea ce dădea posibilitatea acumulării unor sedimente groase fluvio-lacustre şi uneori chiar lacustre.

În depresiunile Braşov-Ciuc-Gheorgheni, pietrişurile villafranchiene apar azi pe marginile acestora (uneori la 550-600 m, 700-900 m), iar în interiorul depresionar acestea sunt fosilizate de sedimente mai noi, baza lor situându-se, de exemplu în dreptul Feldioarei, la circa zero metri; din această poziţie, a pietrişurilor, procesul subsident rezultă clar, el continuând pe alocuri şi în prezent (confluenţa Olt-Râul Negru, nord Covasna ş.a. se lasă cu cca 4 mm pe an). Nu a fost vorba deci, decât periodic de unităţi lacustre, dar cu emisari, forma obişnuită fiind cea de mlaştină.

În Câmpia de Vest, majoritatea cercetătorilor (R. Ficheux, I. Berindei, Gh. Măhăra, E. Vespremeanu, P. Tudoran ş.a.) a fost frapată de marea sa uniformitate altitudinală, de înălţimea relativ constantă a limitei superioare şi de corespondenţa glacisurilor cu terasele. Toate acestea au fost puse pe seama unui lac cuaternar care a oscilat între 100-120 m, după alţii între 120-180 m. Dar, Gr. Posea (1988 şi 1997, p. 30) arată că actuala suprafaţă a Câmpiei de Vest s-a realizat pe calea colmatărilor fluviatile cuaternare, într-o depresiune închisă şi suspendată în spatele defileului Dunării. Unele lacuri locale şi mlaştini au existat periodic, dar nu un lac unitar cuaternar. Chiar după formarea Dunării în pleistocenul mediu, Depresiunea Panonică a fost foarte puţin fragmentată, colmatările, respectiv conurile de dejecţie ale râurilor depunându-se alternativ în funcţie de oscilările arealelor subsidente.

Pentru Câmpia Română (Lacul Getic) părerile şi dovezile sunt mai puţin controversate. În villafranchian se păstra o unitate lacustră pe marginile căreia se depuneau pietrişuri, lacul îngustându-se continuu. În timpul günzului (St. Prestien) acest lac se restrânge mult, se simte şi un aport mai mare de pietrişuri balcanice (peste Burnas şi împrejurimi).

Cu aproximaţie, în timpul glaciarului mindel I apar schimbări climatice (temperat şi periglaciar), ridicări în Piemontul Getic şi o subsidenţă activă pe mediana câmpiei la est de Olt unde se instalează lacul „complexului marnos" (se depun argile şi marne). Acum se formează şi Dunărea peste defileu, care ajunge până la Olt, marcată de terasa 5 (110-75 m). Limita lacului, spre nord, trecea pe la Drăgăneşti-Olt, Tufeni, Negraşi (unde se pierd, în câmp, terasele 5 ale Oltului şi Argeşului – linia Negraşi, la Posea 1984)[2]. La est de Argeş lacul pătrundea şi în depresiunile Nişcov şi Podeni (Badea L. şi colab., 1980), pe la altitudinea actuală de 290-350 m, dar pe atunci avea circa 35 m peste zero actual (suprafaţă echivalentă cu t. 6 de pe Buzău, de circa 160 m). Acum se scufundă puternic stratele de Cândeşti, în parte şi de Frăteşti, în câmpie, iar Marea Neagră prezenta o transgresiune până la Galaţi. Dinspre Moldova se depun stratele de Barboşi (de către un paleo-Siret şi Bârlad). În pleistocenul superior lacul se reduce la un areal fluvio-mlăştinos, când se depun nisipurile de Mostiştea. În acest timp se realizează câmpiile piemontane terminale sub forma unor conuri complexe. Dunărea ajunge până la Mostiştea (t. 4), iar Marea Neagră era în regresiune.

În tot timpul, cu excepţia villafranchianului, lacul sau zona mlăştinoasă a avut, se pare, legături periodice cu Marea Neagră.

[2] *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române*, Terra nr. 1, şi la *Le système genetique-évolutif de la Plaine Roumaine*. „Rev. roum. G.G.G., Géogr.", t. 28.

d) **Oscilațiile de nivel ale Mării Negre** au fost mult mai complicate decât ale Oceanului Planetar, din cauza unor legături periodice (şi nu permanente), cu Mediterana şi Marea Caspică, impuse de mişcările neotectonice (pozitive sau negative) ale bazinului sau ale unităților de margine, precum şi din cauza oscilațiilor climatice. Datorită lipsei teraselor marine pe țărmul românesc, refacerea acestor oscilații s-a făcut, mai ales, prin urmărirea depozitelor de sub Deltă, a văilor submerse şi a limanurilor şi prin dovezi de pe alte țărmuri (vezi C. Brătescu, 1943). Fără a exista o unanimitate de vederi, pot fi indicate aproximativ următoarele faze: a) în villafranchian Marea Neagră era un lac al cărui țărm se situa la cca 150 km est de Dobrogea actuală; b) urmează o serie de oscilații în care domină transgresiunile, ajungând, în St. Prestien-mindel, aproximativ la linia actuală a țărmului deltaic (unde se depunea un vast con cu pietrişuri provenite din Orientali şi Curbură), iar în mindel-riss până la vest de Galați (transgresiunea Uzunlar, urmare a legăturii cu Mediterana); c) în riss are loc o regresiune accentuată, iar în Deltă se depun primele formațiuni tipic deltaice; d) în riss-würm transgresiunea Karangat aduce linia țărmului, între brațele Sulina şi Sf. Gheorghe, puțin mai la vest de cea actuală; e) în würm I (sau poate în tot würmul) Marea Neagră scade cu cel puțin 130 m, văile dobrogene şi Dunărea (Sf. Gheorghe) se extind mult pe platforma litorală; f) cu interglaciarul würm I-II (sau chiar şi II-III) şi până la finele borealului (acum circa 7000 ani) are loc aşa-numita transgresiune „Marea Neagră Veche" ce urcă până la minus 4 m față de actual; g) urmează câteva oscilații: în *optimul climatic* (-5000 … -1000 ani) atinge + 5 m (*transgresiunea neolitică*), apoi *regresiunea dacică*, la – 4 m (-500 la +500 ani) şi din nou o *transgresiune (valahă)*, ce continuă şi azi cu cca 20 cm pe secol şi care a înecat parte din vechile construcții greceşti; acum unele golfuri se închid şi devin lagune, iar anumite guri de râu sunt barate, transformându-se în limane; tot acum în deltă se intensifică aluvionarea, *Dunărea şi alte văi îşi ridică patul* prin colmatare în tot timpul acestor transgresiuni (cu cca 70-10 m), formând larga luncă actuală[3].

Terasele marine sunt aproape inexistente pe litoralul românesc, datorită faptului că în timpul cuaternarului nivelul mării (sau lacului Pontic) nu a fost mai ridicat ca cel actual decât cu cel mult 5 m (în timpul transgresiunii neolitice). Există însă trepte marine submerse. Pe țărmul dunărean al Dobrogei de vest se găseşte totuşi o *terasă lacustră* romaniană realizată la țărmul lacului din Câmpia Română. După aceea Dobrogea se pare că s-a ridicat la altitudinile actuale de podiş (mişcările valahice), dar marginile sale din răsărit erau mult mai distanțate spre est şi, împreună cu latura deltaică şi dunăreană, au suferit subsidențe continui, neînregistrând terase. Unele trepte joase, cu aspect de terasă se conturează totuşi în culoarul dintre Dunavăț şi Valea Nucarilor (pe lângă lacul Beibugeac), pe la fosta cetate Histria (retezând şisturile verzi la cca 2-3 m), alte urme în jurul anumitor lacuri ca Techirghiol, Mangalia sau pe țărmul din nordul Mangaliei etc., precum şi, sporadic, pe dreapta Dunării în nordul Dobrogei. Este vorba de trepte de numai 2-5 m, parazitate de loess sau materiale de pantă ce le ridică altitudinile până la 8-12 m sau ceva mai mult, dar fără a prezenta structuri de terasă marină. Aceste urme pot aparține transgresiunii din neolitic.

Alte trepte, care au fost luate de unii autori drept terase marine, sunt poale de pedimente, fosilizate de loess şi retezate apoi de Dunăre sau de mare la altitudini variabile; modul cum aceste pedimente pietroase se prelungesc sub apele deltei sau ale lacului Razelm se poate vedea la est de Murighiol, la sud-est de Dunavăț etc. Alteori este vorba şi de trepte structurale, date de stratele calcarelor sarmatice, ca de exemplu la nord-vest de Mangalia etc., sau trepte de prăbuşiri şi alunecări remodelate, ca la sud de Eforie. Chiar aşa-zisa terasă de la Monument (Tulcea) este un pediment retezat ulterior de Dunăre (vezi şi terase marine sau trepte structurale şi pedimente, la Relieful litoral).

[3] Vezi şi p. 352-353 (Relieful litoral).

Capitolul XV

RELIEFUL FLUVIATIL

Complexitatea, extinderea şi importanţa acestui relief sunt cu totul deosebite, deoarece acţiunea apelor curgătoare afectează aproape totalitatea uscatului, inclusiv principalele etaje morfoclimatice. Totodată, formele fluviatile de relief reprezintă o interfaţă de bază între hidrologie şi geomorfologie, realizând *sistemul morfohidrografic*. Pe de altă parte, omul este în contact activ în primul rând cu aceste forme de relief.

Acţiunea fluviatilă dezvoltă, în timp, următoarele tipuri de relief:

- bazine morfohidrografice, delimitate prin cumpene de ape;
- văi, interfluvii şi versanţi;
- terase, lunci şi albii minore;
- forme de acumulare: conuri de dejecţie şi delte, glacisuri de acumulare, piemonturi şi câmpii de nivel de bază.

Unele dintre aceste forme sunt însă tratate în alte capitole sau formează capitole aparte (deltele, piemonturile etc.). În cele mai multe cazuri, în cadrul reliefului fluviatil sunt abordate numai terasele şi luncile. Noi vom aminti majoritatea acestor forme, însă pe scurt, detaliind văile, terasele şi luncile.

1. **Bazinele morfohidrografice**

„Bazinul morfohidrografic constituie cel mai general sistem «evolutiv» geomorfologic, ca şi celulă de bază a unei reţele ce acoperă şi stăpâneşte cea mai mare parte a zonelor de uscat; această reţea funcţionează asemenea unui „sistem nervos", ce înregistrează, autoreglează şi comandă eroziunea, conform unor legi generale sau în funcţie de condiţiile particulare ale locului şi etapei respective… Bazinul morfohidrografic înregistrează, totodată, în diferite moduri, şi formele esenţiale ale evoluţiei trecute a reliefului său" (Grigore Posea, 1976, *Geomorfologie*, p. 265).

În România, în afară de Dunăre, toate bazinele principale morfohidrografice *încep din Carpaţi şi se termină la Dunăre*. Între acestea cel mai mare este bazinul Siretului (circa 43.000 km^2), urmat de bazinele Mureşului (circa 28.000 km^2), Oltului (circa 24.000 km^2) şi Someşului (circa 15.000 km^2). Ultimele trei bazine străpung Carpaţii (Oltul, Mureşul şi Someşul), venind din Orientali peste Depresiunea Transilvaniei şi trecând apoi peste alte ramuri carpatice către exterior. La Mureş şi Olt, străpungerea s-a făcut prin captări şi antecedenţă, iar la Someş prin antecedenţă. Diverticole transcarpatice au şi alte bazine, direct sau prin afluenţi ai lor (Buzăul, Prahova, Crişul Repede ş.a.).

Ca orientare a scurgerii, spre vest se dirijează bazinele Tisei, Someşului, Crişurilor, Mureşului; către sud-vest, Bega, Timiş, Caraş, Nera, Cerna; spre sud, Jiu, Olt, Vedea, Argeş, Ialomiţa şi, tot către sud, se dirijează bazinele Siretului şi Prutului. Se adaugă Dobrogea, cu două areale bazinale: dunărean (către vest) şi marin (către est).

Forma bazinelor morfohidrografice, respectiv mersul cumpenelor de ape, diferă de la unul la altul în funcţie de nivelurile de bază locale şi generale şi de evoluţia în timp a bazinului, extins sau restrâns prin eroziune regresivă şi captări. Oltul şi Mureşul au bazinele cele mai complexe, formate în timp prin captări; Siretul are bazinul cel mai lat şi mai asimetric; Someşul are un bazin triunghiular (pornind de la două izvoare poziţionate opus), Jiul prezintă un bazin echilibrat, sub formă de pară, iar bazinul Prutului este foarte îngust şi alungit, mai lat în Câmpia Moldovei, unde a captat ape de la Siret.

Mersul cumpenelor de ape, atât pe orizontală, cât şi în plan vertical, plus alte argumente, ne arată evoluţia bazinului respectiv. Amintim un exemplu: analiza cumpenelor bazinului Crişul Repede, cu înşeuări largi care indică, împreună cu nivelurile de umeri şi terase, extinderea acestui bazin dinspre Oradea către Iad, Drăgan, Poicu şi Izvorul Crişului (Aurora Posea, 1977, *Bazinul Crişului Repede*). Aceleaşi cumpene scot în evidenţă şi suprafeţe şi niveluri de eroziune, ca faze morfogenetice evolutive de nivel regional.

2. **Văile**

Văile reprezintă un element de bază al reliefului, ele impunând adâncimea şi densitatea fragmentării teritoriului, dar şi orientarea majorităţii pantelor şi a reţelei terestre de circulaţie. *Lungimea* totală a văilor este de circa 115.000 km, iar a celor codificate cadastral, numai 78.905 km, incluzând numărul celor care trec de 5 km (4864 râuri). Văile cele mai lungi, pe teritoriul României, sunt cele ale: Dunării (1075 km), Mureşului (761 km), Prutului (742 km), Oltului (615 km), Siretului (559 km) ş.a.

Caracterele morfologice şi morfometrice ca şi cele hidrologice *se supun legilor etajării concentrice* morfoclimatice şi de vegetaţie.

Dispunerea generală în teritoriu a reţelei de văi a României este radial-circulară, ea fiind colectată de Dunăre (98%) şi are ca nivel de bază Marea Neagră. În proporţie de 70 % văile au obârşia în Carpaţi. Aici, relieful impune *noduri hidrografice*, din care pornesc mai multe văi. Aşa sunt masivele: Hăşmaşu, Vrancea, Ciucaş, Parâng, Retezat, Godeanu, Semenic, Bihor ş.a. Un alt specific îl constituie şi mulţimea văilor *transversal-carpatice*, între care cele ale: Someşului, Crişului Repede, Mureşului, Dunării, Oltului etc.

Adâncimea văilor oscilează de la 5-10 m la peste 1000 m. Adâncimea medie în câmpie este de circa 50 m, dar oscilează între 5-150 m; în dealuri şi podişuri, variaţiile sunt între 100-400 m (cu o medie de 150 m), iar în munţi, văile au 500-1000 m adâncime, cu o medie de 600 m; în mod excepţional depăşesc 1000 m (circa 6%) (T.Morariu şi colab., 1960). O hartă recentă (2002) a energiei reliefului a fost publicată în Atlasul *România – mediul şi reţeaua electrică de transport* (Editura Academiei) în care se redau următoarele trepte de adâncimi: în câmpii joase 0-15 m, câmpii înalte 5-75 m; în dealuri şi podişuri 75-250 m; în munţi 250-1000 m şi rar peste 1000 m.

Densitatea fragmentării impusă de către văile de peste 5 km lungime este de 0,30 km/km^2. Ea diferă însă pe unităţi morfo-structurale în funcţie de etajare, precipitaţii, pantă şi rocă. Cea mai mare densitate medie se întâlneşte în Carpaţi, de 0,6-1 km/km^2, şi este chiar mai mare în unele depresiuni către care converg multe râuri (Gheorgheni, Ciucuri) sau în unele masive ca Bihor-Vlădeasa, Godeanu, Ţibleş ş.a.

În arealele de podişuri şi dealuri, densitatea scade la 0,6-0,4 km/km^2, iar în Câmpii şi Dobrogea la 0,4-0,2 şi chiar 0,2-0,0 km/km^2 în mai multe areale estice şi sudice din Câmpia Română, Dobrogea, sau Câmpiile Mureşului (vezi şi *Geografia României*, vol. I, 1983).

Panta profilului longitudinal al văilor scade de la izvor la vărsare, la început mai rapid şi neuniform, iar apoi tot mai lent. Panta de curgere a fiecărui sector de râu depinde însă de etajul morfologic, de debit (lichid şi solid), rocă, punctele principale de confluenţă. Dunărea de exemplu, are o pantă medie de 0,065‰, Someşul 3‰, Argeşul

6‰ etc. În munte, profilul oscilează între 12-300‰ cu o medie de 60‰, mai mică în arealele cu fliş şi în Apuseni. În Subcarpaţi şi podişuri, panta variază între 1-10‰, iar în câmpie, 0,1-0,8‰. Ca formă, profilurile longitudinale de vale pot fi: normale sau echilibrate (scad continuu şi uniform spre aval), în trepte sau sectorizate (cu pante mai mari în defilee sau pe roci dure), ca la Olt, Buzău, Jiu etc. Controlul asupra profilurilor longitudinale este exercitat regresiv, de către Marea Neagră prin Dunăre şi apoi de aceasta prin afluenţii şi colectorii săi principali. Încă un aspect, important pentru morfologie: unele râuri, echivalente şi regional apropiate, au profiluri longitudinale foarte diferite ca altitudine. De exemplu, Prutul are albia şi sistemul de terase, pe paralela Ungheni, cu 160 m mai jos ca Siretul, iar Nistrul cu 50 m sub nivelul Prutului, deşi gurile lor de vărsare sunt aproape identice altimetric (0-5 m).

Tipurile de văi, sub aspect morfografic şi genetic, sunt de mai multe feluri:

▪ după punctul de izvor: carpatice, subcarpatice, de podiş, de câmpie;

▪ după forma în profil transversal: înguste, largi (cu luncă), defilee, chei, culoare;

▪ după geneză: fluviatile, glaciare, carstice (oarbe, antitetice, subterane);

▪ după structură: de falie, consecvente, subsecvente, obsecvente, de anticlinal, de sinclinal, longitudinale, transversale;

▪ după mecanismul de impunere peste un şir muntos sau o bară dură: antecedente, de captare, supraimpuse (epigenetice).

Se adaugă văile submerse de pe Platforma litorală.

După aspectul morfografic general, văile prezintă caracteristici comune pe regiuni, subregiuni şi unităţi de relief. De exemplu, în Podişul Moldovei, văile sunt largi, cele mai multe sunt consecvente, dar apar şi subsecvent-asimetrice, iar cele cu debite mari formează culoare (Siret, Bârlad ş.a.).

Pentru evoluţia văilor vezi capitolul XIII *Reţeaua de văi din România*.

3. **Interfluviile şi versanţii**

Ambele categorii sunt bine reprezentate în Carpaţi, dealuri şi podişuri, iar în câmpii, versanţii obişnuiţi lipsesc, fiind înlocuiţi de maluri, iar interfluviile îmbracă aspect de câmpuri.

Interfluviile sunt de mai multe categorii, desfăşurându-se ramificat, dar în sens invers decât reţeaua de văi. La nivel de ţară au fost reprezentate generalizat în *Harta hipsografică schematică,* sub denumirea de culmi, de către T.Morariu (1960)[1].

• În Carpaţi, orientarea culmilor principale diferă după regiunile carpatice. În Orientali, interfluviile principale se dirijează NV-SE până la Trotuş; de aici, respectiv, Obcinele Braşovului (Perşani, Baraolt, Bodoc şi Nemira) inversează direcţia în NE-SV. La Curbura propriu-zisă există o orientare generală radială spre exterior, dar şi câteva interfluvii principale dirijate NE-SV (interfluvilul vrâncean, Furu-Ivăneţu şi cel din vestul Depresiunii Întorsurii), sau E-V (cel care trece prin vârfurile Siriu-Ciucaş-Baiu şi apoi, prin Predeal, în Bucegi-Leoata-izvoarele Dâmbovicioarei-Piatra Craiului). În Meridionali există o orientare E-V în Făgăraş, sudul Parângului şi vestul Retezatului şi radială în rest, pornind din vârfurile principale. În Munţii Banatului, orientarea interfluviilor principale este NNE-SSV, aproape N-S în Almăj şi E-V în Locva. În Poiana Ruscăi apare o culme centrală E-V, cu ramificări diferite, dar mai ales spre sud şi nord. În Apuseni, interfluviile se orientează diferit pentru fiecare masiv de tip horst: E-V (Zarand), SE-NV (Codru-Moma, Pădurea Craiului şi Plopiş) şi SV-NE (Meseş). În grupul central (Găina-Bihor-Gilău-Vlădeasa), interfluviul principal, orientat N-S, este curbat (concav

[1] *Monografia geografică a R.P.Române*, I, Anexa IV, Editura Academiei.

spre est) şi un altul V-E peste Gilău-Muntele Mare. În Munții Metaliferi orientarea este E-V, iar în Trascău SV-NE.

Interfluviile secundare sunt dominant radiale, sau radial-concentrice pe bazine şi depresiuni. Totdeauna, toate interfluviile, dar în special cele principale, prezintă *vârfuri şi înşeuări*, iar în profil transversal sunt uşor plate, ondulate, bombate, mai rar sub formă de creste şi mixte. Culmile din nordul Făgăraşului, în etajul cu văi glaciare, au formă de custuri.

În profil longitudinal, interfluviile prezintă trepte impuse de petrografie, dar mai ales trepte echivalente nivelurilor de eroziune.

▪ În Subcarpați, interfluviile se desfac fascicular dinspre munte către exterior, cu coborâri în arealele depresionare, iar în Subcarpații Moldovei se impun culmile orientate NV-SV (ca şi în Carpații Orientali).

▪ În Dealurile de Vest, orientările dominante sunt perpendiculare pe munte, cu câteva excepții (Dealurile Pogănişului şi parte din Podişul Silvaniei).

▪ Podişurile Transilvaniei şi Moldovei au interfluviile orientate diferit şi specific fiecărei subregiuni, dar au şi câte 1-2 interfluvii principale orientate N-S în Moldova şi E-V în Transilvania. Şi Dobrogea are un interfluviu principal N-S, iar cele secundare se ordonează specific tot pe subregiuni.

Versanții sunt de două feluri: tectonici şi de vale, ultimii fiind cei mai numeroşi. Aceştia diferă în funcție de tipurile majore de relief în care au fost tăiați, iar în munte, şi de etajul morfoclimatic şi de tipurile de roci şi structuri.

În Carpați există cei mai lungi, mai abrupți şi mai diverşi versanți. Domină cei în trepte (impuse de nivelurile de eroziune, uneori şi de roci, cu precădere în fliş şi în munții cristalino-mezozoici). În etajul pădurii, pe cristalin, versanții sunt rectilini, dar abrupți, sau, când au lungimi mari, sunt convecşi (indică dominarea procesului de înălțare asupra eroziunii de versant). Versanții foarte abrupți apar pe calcarele masive mezozoice, pe gresiile masive paleogene, pe rocile vulcanice şi pe conglomerate. Cei cu argile şi marne prezintă alunecări şi profiluri foarte complexe. Versanții din etajul glaciar sunt adesea golaşi, cu multe rupturi de pantă determinate de gelivația diferențiată, având totodată multe grohotişuri şi umeri periglaciari.

În dealuri şi podişuri domină versanții convecşi-concavi, cu sau fără un segment liniar de legătură. Majoritatea au pătură de alterări, diferențiată pe fâşii longitudinale şi nu prea groasă. Există şi versanți abrupți, cu râpe de alunecare şi alunecări masive, mai ales pe frunțile de cueste, sau versanți mai lini consecvenți pe structură. Baza versanților care mărginesc văi cu lunci largi se termină cu glacisuri coluvio-proluviale pe care s-au fixat aşezări. În Dobrogea, versanții în loess sunt cel mai adesea verticali, cu terasete şi multe ravene. Abrupți sunt şi versanții inselbergurilor şi relativ lini cei ai pedimentelor. Există multe aspecte specifice pe subregiuni (sau regiuni), cu precădere în Transilvania, Moldova, Subcarpați şi Dobrogea (mai ales Dobrogea de Nord).

Câmpiile sunt dominate de maluri, iar cele înalte au şi versanți scurți. Majoritatea sunt convecşi-concavi, rar prezentând abrupturi şi alunecări (Burnas, Covurlui).

4. **Terasele fluviatile**

Terasele reprezintă cele mai recente trepte de relief ce se întâlnesc pe toate văile principale ale țării, bineînțeles într-un număr variabil. Ele s-au format prin scoaterea periodică a râurilor din profilul lor longitudinal de echilibru şi fixarea la alte profile situate în general mai jos decât cele anterioare. Aceste modificări periodice erau dictate de schimbările de pantă şi debit (lichid şi solid), cauzate şi ele de înălțările neotectonice ale spațiului carpatic, de modificările climatice şi de oscilațiile eustatice ale Mării Negre.

Numărul teraselor este variabil, la râurile principale fiind în general mai mare, de asemenea în unele podişuri şi dealuri, pe când în câmpii se reduce până la dispariţie etc.

Geologii admiteau iniţial 3 terase (O_1, Q_2, Q_3), iar mai recent 4, cu excepţia lui Sevastos (5 pentru Siret). Între geomorfologi citãm pentru început pe Dimitrescu-Aldem (1910) cu 4 terase la Dunăre şi sârbul Cvijič cu 8 terase în defileul Dunării (1908). Într-o perioadă mai recentă unii autori au mărit mult numărul teraselor pe unele văi, ca de exemplu 8-16 nivele pe Bistriţa (Donisă), dar 7 generale, 9 nivele în Piemontul Cândeşti (Paraschiv), 8 în Subcarpaţii Vrancei (Grumăzescu) ş.a. În ultimul timp, autorii care au făcut racordări pe mari distanţe au redus numărul acesta la 6-8 în Podişul Moldovei, 8 în Transilvania, variabil în Subcarpaţi, 5-6-8 pe marile văi carpatice, dar în unele depresiuni numai 3-5, în Podişul Getic 5 plus 2 terase piemontane, în Câmpia Română 5 în vest şi 3-4 în est, în Câmpia de Vest 4, în Dealurile de Vest 5-6, iar în Dobrogea 1 plus 1 lacustră.

Făcând unele generalizări, pe marile unităţi morfostructurale, se întâlnesc situaţiile din tabelul de mai jos. În câmpiile de subsidenţă terasele lipsesc, sau apare una de 2-4 m, ca în Câmpia Puchenilor etc. În Subcarpaţii de Curbură terasele sunt mai înălţate şi uneori mai multe ca număr acolo unde văile taie anticlinale şi invers în depresiunile axate de obicei pe sinclinale uşor subsidente. În Carpaţii de Curbură apar mai bine numai 2-3 terase. De asemenea în depresiunile Făgăraş, Sibiu, Copalnic ş.a. s-au format numai 2-3 terase, rar patru, mai ales de origine climatică, iar în interiorul Depresiunii Braşov nici una, excepţie făcând unele golfuri de pe rama montană cu 2-3 terase (Zărneşti şi Sf. Gheorghe), sau două-trei glacisuri-terasă (golful Vlădeni).

Tabel – cu altitudinile relative generalizate ale teraselor (în metri)

Podişul şi Subcarpaţii Moldovei	10-15	20-30	35-40	55-60	85-100	115-120	140-160		160-200
	5-7;8-12	13-15;20	30-35	55-65	75-80;100	120	130-140		
Podişul Transilvaniei	8-12	15-25	35-40	50-60	85	90-100	140		160-200
Subcarpaţi (foarte diversificate)	8-12	18-22	28-35	40-50	60-70	90-110	130-140	150-170	nivele de umeri
Muscele	8-12			40	60	100		150	200
Carpaţi	8-12	18-25	30-35		60-80	90-115	140-150	+2 nivele de umeri	
Piemontul Getic	5-10	15-22	27-35	45-50	70-110		150	180-210-240	
Câmpia Română de vest (Getică)	5-10	15-22	27-35	45-50	70-110 (până la Argeş)				
Câmpia Română de est	5-7	10-15	26	31					
Câmpia de Vest	4-10	10-25	30-35	45-65	75-100				
Dealurile Vestice	5-7	15-25	30-35	50-55	90-110			140-160	

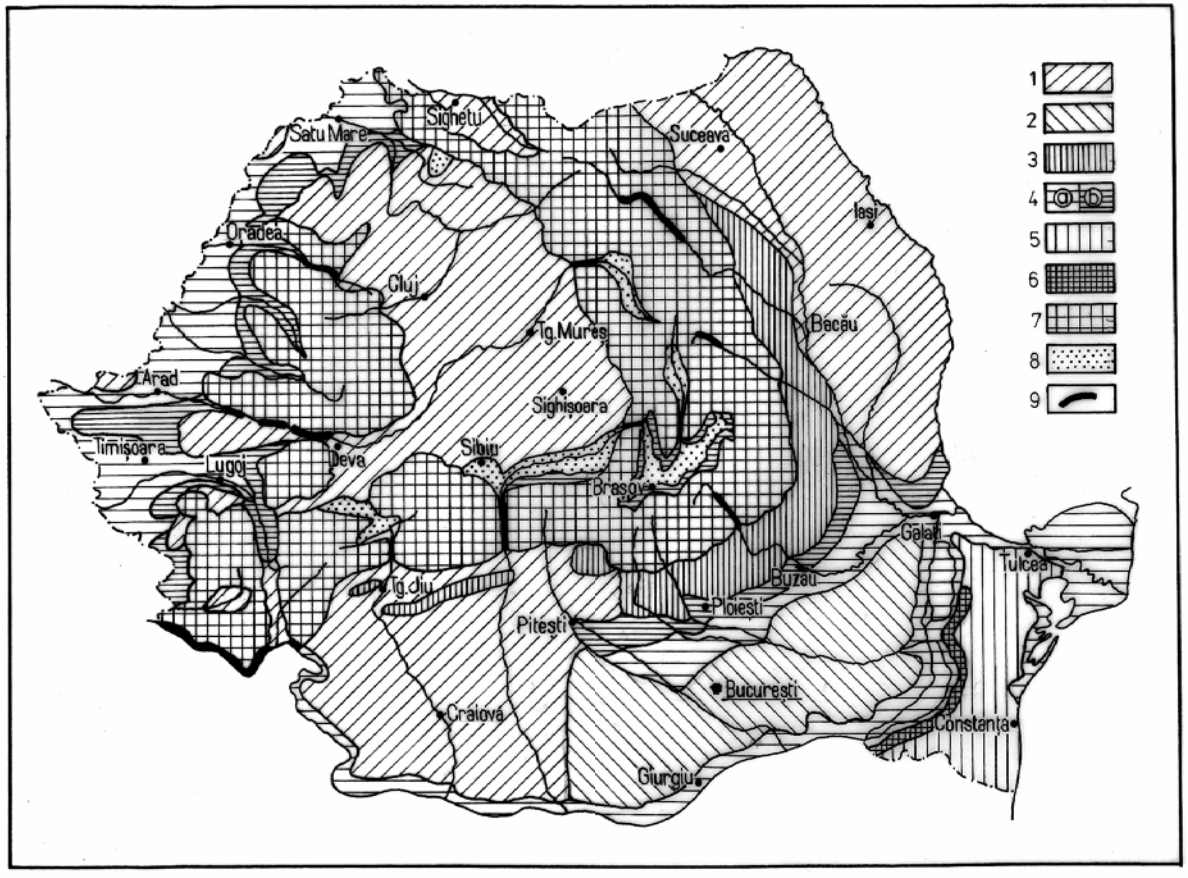


Fig. 61 – Harta generalizată a teraselor din România
1) regiuni cu terase dezvoltate normal începând cu t_1 până la t_5-t_8;
2) regiuni cu terase dezvoltate normal, dar divergente în avale sau paralele;
3) regiuni cu terase deformate prin înălțare;
4) regiuni cu terase deformate prin scufundare (a – zone lipsite de terase pleistocene, b – zone cu terase convergente);
5) regiuni cu terase slab dezvoltate sau lipsă și parazitate intens de procese de pantă sau glacisuri–terase și pedimente;
6) regiuni cu terase lacustre pliocen-cuaternare bine precizate;
7) regiuni muntoase cu terase sub formă de umeri locali și mai ales terase în rocă;
8) terase climatice;
9) defilee cu terase; (după diferiți autori)

Desfăşurarea cea mai mare o au terasele din lungul marilor artere hidrografice, la trecerea lor peste câmpiile înalte, peste podişuri şi dealuri, mai ales în depresiuni (exemplu, Dunărea în Câmpia Olteniei, Siretul, Prutul, Oltul, Mureşul, Someşul etc.), realizând uneori adevărate câmpii de terase, în special cele sub 40-50 m (fig. 61). Uneori terasele se dispun *în evantai*, în special la intrarea în depresiuni sau în câmpie (în depresiunile Sibiu, Braşov–Sf. Gheorghe, Vad-Borod, sau în Câmpia Piteştiului, intrarea Buzăului în câmpie etc.). *În profilul longitudinal* ele sunt paralele sau convergente spre avale (în Câmpia Română, în podişuri), se pierd în glacisuri (Câmpia de Vest) (fig. 62), divergente spre avale (Vedea, Argeşul inferior ş.a.), alteori se boltesc pe anticlinale sau se scufundă pe sinclinale (în Subcarpaţi, mai ales la Teleajen). În privinţa *racordărilor* pe văi lungi sau pe regiuni se cunosc cele făcute pentru Dunăre (Vâlsan, Coteţ, *Monografia geografică a Dunării*, Posea ş.a.), din Podişul Moldovei (Băcăuanu), Câmpia de Vest şi Câmpia Română (Posea), pe Lăpuş, Siret, Someş ş.a. (fig. 63 – la sfârşitul cărţii - şi 64).

Depozitele aluvionare (*structura*), care acoperă podul teraselor, au grosimi, granulometrie şi structură diferite şi variabile. *Grosimea* obişnuită a păturii aluvionare este de 2-6 m. În munte are 2-4 m, dar mai rar ajunge şi la 8 m, iar în fliş, pe alocuri, atinge şi 20 m; aici domină bolovănişurile şi pietrişurile mari. În Subcarpaţii Getici şi de Curbură grosimea aluviunilor este de 3-4 m, dar atinge şi 30-40 m în depresiunile subsidente. În Subcarpaţii Moldovei stratul de aluviuni are 8-15 m, iar terasele de 30-35 m şi 110 m, până la 20-40 m grosime. În podişurile Moldovei, Transilvaniei şi Getic, ca şi în Câmpia Română pătura aluvială are 5-8 m. Excepţie fac terasele Dunării, mai ales în avale, unde grosimea aluviunilor creşte foarte mult.

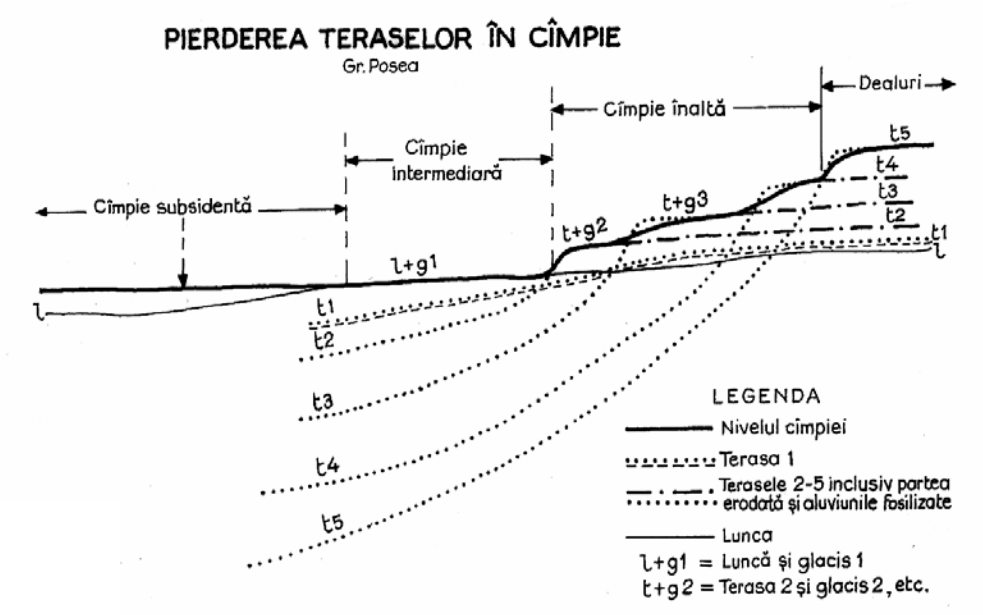


Fig. 62 – Pierderea teraselor din Dealurile de Vest în glacisurile şi sub aluviunile Câmpiei de Vest

Granulometria se reduce în dealuri şi mai ales în podişuri, la pietrişuri şi nisipuri, apoi nisipuri şi pietrişuri mărunte, iar uneori apar şi frecvente intercalaţii de lentile sau chiar benzi de luturi, nisipuri şi argile. Mărimea aluviunilor diferă şi în funcţie de vechimea terasei; la terasele de peste 110 m domină bolovănişul alterat şi fără o structură evidentă; la cele medii (40-110 m) dominante sunt pietrişurile grosiere şi medii, cu structură încrucişată sau chiar orizontală şi uneori cu câte o bandă de materiale deluviale (periglaciare); terasele inferioare au pietrişuri mai bine rulate, nealterate, cu structură încrucişată până la haotică. Pentru terasele de la 110 m în jos granulometria scade şi din bază (bolovănişuri) către suprafaţă (pietriş, nisip, lut nisipos).

Terasele Dunării, inclusiv lunca prezintă, ca particularitate, o *structură binară*, care începe în bază cu un complex grosier (chiar pietriş mare), peste care stă un complex de nisipuri şi prafuri mai noi ca vârstă (Slăvoacă şi Opran, 1963; Popp, 1972; Posea, 1984)[2]. Peste acestea urmează nisipuri prăfoase care nu pot fi deosebite de partea terminală a aluviunilor (Liteanu, 1956). Grosimea acestor materiale, luate împreună, oscilează între 12 şi 55 m, iar în cazul luncii, chiar mai mult (Posea, 1984). Tot în privinţa structurii, de cele mai multe ori, depozitul aluvionar de terasă este acoperit de formaţiuni mai noi, constituind o pătură de 1-5 m, dar ating adesea 20-25 m şi chiar 40 m; este vorba de: loessuri, soluri fosile, deluvii, argile aluviale (depuse la viituri când terasa funcţiona ca luncă), nisipuri eoliene (fig. 65).

Vârsta teraselor a fost apreciată după resturi fosile, soluri fosile, paralelizări cu pietrişurile piemontane, cu sedimente lacustre etc. Există diferite scheme de corelare a vârstei teraselor pe mari unităţi de relief sau pe bazine hidrografice (vezi Gr. Posea şi colaboratori, 1974, tabelele 10-12). De asemenea, există câteva repere conducătoare în aprecierea vârstei generale a teraselor şi anume: terasa de 90-110 m este tăiată în pietrişurile Piemontului Getic (care sunt de vârstă villafranchian – St. Prestien), deci ea este mai nouă, iar terasele mai înalte sunt relativ singenetice cu acumulările piemontane; depozitele terasei de 57-65 m a Prutului au fost paralelizate, după faună, cu stratele de Barboşi (V. Sficlea, 1972) de vârstă mindel şi mindel-riss; depozitelor aluvionare ale terasei de 30-40 m, ce colmatează profund văile Sucevei, Moldovei, Bistriţei, Buzăului (exemplu, la Nehoiaş) etc., i s-a atribuit vârsta würm (I. Donisă, 1968 ş.a.)

În această ultimă pânză aluvială au fost apoi sculptate un număr de 3-4 terase mai joase după următorul model: în terasa de 30-40 m râurile s-au adâncit, o dată cu regresiunea würmiană a Mării Negre, când nivelul i-a scăzut la minus 130 m, respectiv în würm I; a urmat colmatarea văilor în timpul transgresiunii din würm I-II, când şi cantitatea de aluviuni a fost mare din cauza proceselor periglaciare care afectau puternic versanţii montani şi pe cei din dealuri; oscilaţiile climatice de după würm I şi până la începutul holocenului au impus formarea celor 2-4 terase inferioare celei de 30-40 m (5-7 m, 8-12 m, 15-16 m, 18-22 m).

Aşadar, terasele mai înalte de 110 m sunt din günz şi din villafranchian; terasa de 90-110 m este din pleistocenul mediu (mindel, sau günz-mindel); următoarele, până la cea de 30-40 m, sunt din mindel, sau mindel-riss până la würm; terasa de 30-40 m este din riss-würm, fruntea fiind tăiată în würm I; cele inferioare (sub 25 m) au vârstă de la interstadialul würm I – würm II, până la holocenul inferior.

[2] Amănunte la Gr. Posea (1984), *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române*, „Terra", nr. 1, 1984.

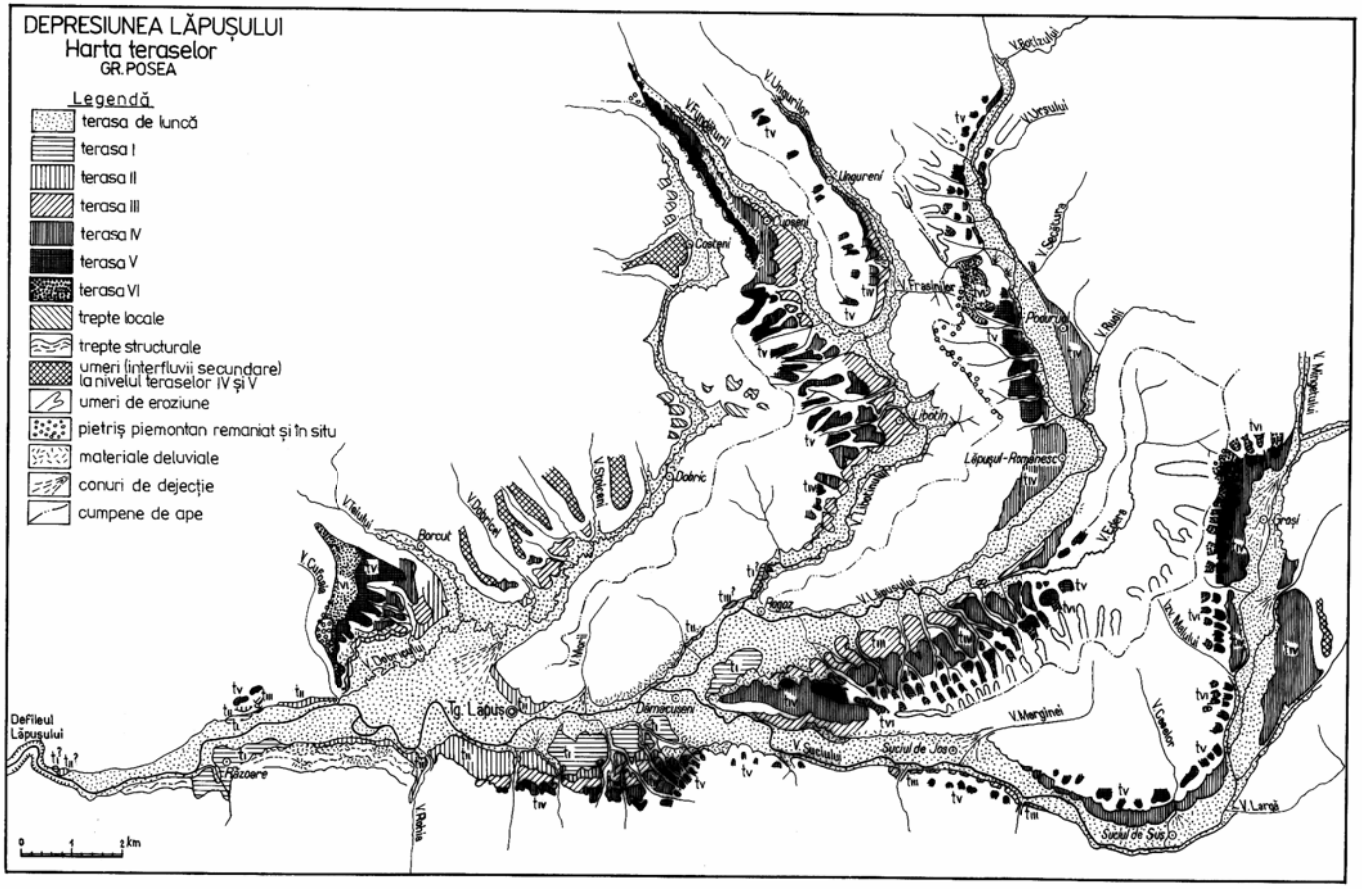


Fig. 64 – Depresiunea Lăpușului – Harta teraselor

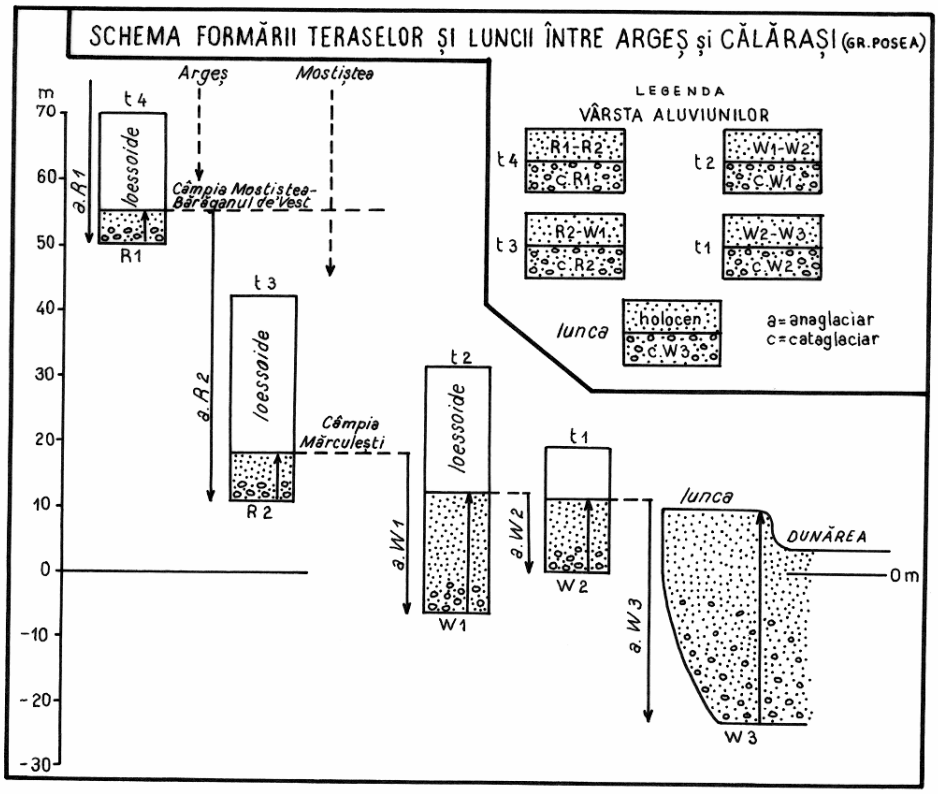


Fig. 65 – Schema formării teraselor şi luncii Dunării între Argeş şi Călăraşi (săgeţile indică coborârile de nivel sau ridicările prin aluvionare)

În cazul Dunării, vârsta teraselor (fig. 66) a fost apreciată diferit (de Brătescu, 1938; Liteanu, 1956; Coteţ, 1956; Ghenea, 1963; Bandrabur, 1971; N. Popp, 1971-77 – vezi amănunte la Posea 1984). Gr. Posea[3] consideră că, „pe fondul unor mişcări de ridicare, ce s-au plasat mai ales în fazele de după terasa 5 şi terasa 4, un rol important l-au avut oscilaţiile climatice (în ultima parte şi cele eustatice), care explică structura binară a teraselor. Ca urmare, aluviunile grosiere (cu faună rece) se depuneau în cataglaciar, cele fine în interglaciarul următor (cu faună caldă), iar adâncirea fluviului (tăierea frunţii) se făcea în anaglaciarul următor până la maximum glaciar". Vârsta teraselor dunărene este deci următoarea: t_5 are aluviuni grosiere din cataglaciarul mindel şi fine din interglaciarul mindel-riss I, iar fruntea s-a tăiat în anaglaciarul riss I; t_4 (aluviuni grosiere din cataglaciarul riss I şi fine din R_{I-II}) şi-a tăiat fruntea în anaglaciarul R_{II}; t_3 … fruntea din anaglaciarul W_I; t_2 din W_{II}; t_1 din anaglaciarul W_{III}, iar lunca actuală s-a aluvionat la bază în cataglaciarul W_{III} şi aluviunile fine s-au depus în holocen.

[3] Gr. Posea (1984), *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române*, „Terra", 1.

Nr. terasei	C. Brătescu 1938	E. Liteanu 1956	P. Coteț 1957	C. Ghenea ș.a. 1963	T. Bandrabur 1971	N. Popp				Gr. Posea 1984
						1970	1971	1972	1977	vârsta aluviunilor
lunca	W_2/aluviu			Holocen	Holocen	$Q\frac{4}{4}/Q\frac{3}{4}$			Holocen	W_3 - Holocen
1	W_1-W_2/W_2	Hol.inf.	W_2	Hol.inf.	$Q_p\frac{3}{3}$, aproximativ W	Hol.inf.- $Q\frac{2}{4}$	Hol.inf	Hol. - $Q\frac{1}{4}$	Holocen	W_2*; W_2- W_3**
2	R-W_1/W_1	Hol.inf.	W_1	baza Hol. inf.	$Q_p\frac{2}{3}$, ,, R-W	Hol.inf.-$Q\frac{1}{4}$	W_2	W_2 - $Q\frac{3}{3}$	W_2	W_1*; W_1- W_2**
3	M-R/R	W	R	W_I-W_{II}	$Q_p\frac{1}{3}$, ,, R	W_I-W_{II}/W_{II}	W_I	W_1 - $Q\frac{2}{3}$	W_1	R_2*; R_2 - W_1**
4	G-M/M	R-W	M	R-W	$Q_p\frac{2}{2}$, ,, M-R	R-W_I/W_I	R	R - $Q\frac{1}{3}$	R($Q\frac{2}{3}$)	R_1*; R_1 - R_2**
5			G	M-R	$Q_p\frac{1}{2}$, ,, M	M-R/R	M	M - Q_2	M	M*; M-R_1**
								Paleo-Dunăre Q_1		

* Aluviuni grosiere = cataglaciar; ** Aluviuni fine = interglaciar

Fig. 66 – Vârsta teraselor Dunării după diferiți autori

Sub aspect **genetic**, cele mai multe terase sunt *tectono-climatice*, cu predominarea tectonicii în Carpaţi, Subcarpaţi, Dealurile Vestice, cea mai mare parte a podişurilor Moldovei, Transilvaniei şi chiar Getic. Pentru terasele inferioare (sub 30-40 m) influenţele *climatice* au fost puternice în geneza lor, precum şi pentru aproape toate terasele din depresiunile situate în spatele lanţului sau unor masive montane (Făgăraş, Sibiu, Braşov, Ciuc-Gheorgheni, Copalnic – fig. 67 a şi 67 b), unde oscilaţiile climatice au fost determinante (şi numărul teraselor este redus la 2-3). *Oscilaţiile eustatice* au jucat rol important (dar alături de climă) pentru terasele din sudul Moldovei, Câmpia Română (terasele Dunării se pierd pe rând conform retragerii lacului din Câmpia Română, iar cele inferioare au fost influenţate de nivelul Mării Negre.

Faţă de varietatea regională şi locală a numărului şi altitudinii teraselor pe un acelaşi râu, ca şi de la un râu la altul, faţă de dezvoltarea foarte variabilă a unei aceleiaşi terase, ca şi faţă de geneza adesea controversată, s-a impus definirea unor *terase reper,* care să poată fi urmărite şi recunoscute cu uşurinţă pe aproape tot teritoriul ţării şi în funcţie de care să se realizeze gruparea treptelor dintre ele în *complexe de terase*. De asemenea, pentru generalizări s-a simţit nevoia conturării unor *sisteme regionale de terase*, în care numărul, vârsta, geneza şi unele particularităţi structurale să fie similare.

- În ce priveşte **terasele reper,** se evidenţiază mai ales două: cea de 90-115 m şi cea de 30-35 m. Prima se întâlneşte pe aproape tot întinsul ţării, cu excepţia Câmpiei de Vest, Câmpiei Române la est de Argeş, Dobrogei (unde terasele lipsesc aproape total), unele depresiuni intracarpatice sau submontane din interiorul Transilvaniei; în mod obişnuit este cea mai înaltă terasă tipică din regiunile deluroase şi de podiş extracarpatice. Terasa de 30-35 m are o extindere şi mai mare, fiind prima treaptă întâlnită şi peste toată Câmpia Română (excepţie câmpiile de subsidenţă) şi în partea înaltă a Câmpiei de Vest; este totodată o terasă deosebit de mult dezvoltată pe unele văi de podiş şi de dealuri; la nivelul său şi sub ea s-au format şi marile conuri ale râurilor Dâmboviţa, Ialomiţa, Prahova, Buzău, precum şi multe dintre conurile vestice (Someş, Crişuri, Mureş, Timiş, ş.a.).
- Pornind de la cele două repere, ca şi după structura şi dispunerea păturii de aluviuni, terasele pot fi grupate, pe verticală, în **trei complexe**. *Complexul inferior*, sau al teraselor *aluviale*, înglobează pe cele de cca 3-7 m, 8-15 m, 18-25 m; pietrişurile sunt bine rulate şi adesea au baza sub talvegul actual (au caracter aluvial, chiar *îmbucat*), podul este bine păstrat, puţin fragmentat; genetic au o puternică influenţă climatică. *Complexul mediu*, sau al teraselor aluviate, începe cu terasa de 30-35 m (prima cu pat aluvionar situat deasupra luncilor) şi se încheie cu cea de 90-115 m, ultima care păstrează bine o pătură aluvionară cu structură de terasă; pietrişurile sunt grosiere, cu grosimi de 2-10 m, iar peste ele se aştern luturi loessoide care ating şi 25 m, în interiorul lor păstrându-se 2-3-4 orizonturi de soluri fosile; sunt terase tectono-climatice. *Complexul superior* sau al teraselor *în rocă*, cuprinde pe cele de peste 115 m, sunt în general lipsite de pătura de aluviuni cu structură de terasă, deşi pot avea bolovănişuri disiminate pe podul lor sau alte sedimente parazitare; sunt fragmentate puternic şi foarte slab păstrate.

În munte, ca de exemplu pe Defileul Oltului (Meridionali), cea mai înaltă terasă, a opta, are 200-230 m şi prezintă aspect de nivel situat între 500-530 m (sub nivelele umerilor carpatici (650-700 m şi 570-600 m). S-a modelat în villafranchianul superior şi este sincronă cu definitivarea părţilor sudice ale Piemontului Getic (Paraschiv D., 1965; Badea L., 2002, Sibiu – *Pe urmele profesorului Ion Conea*).

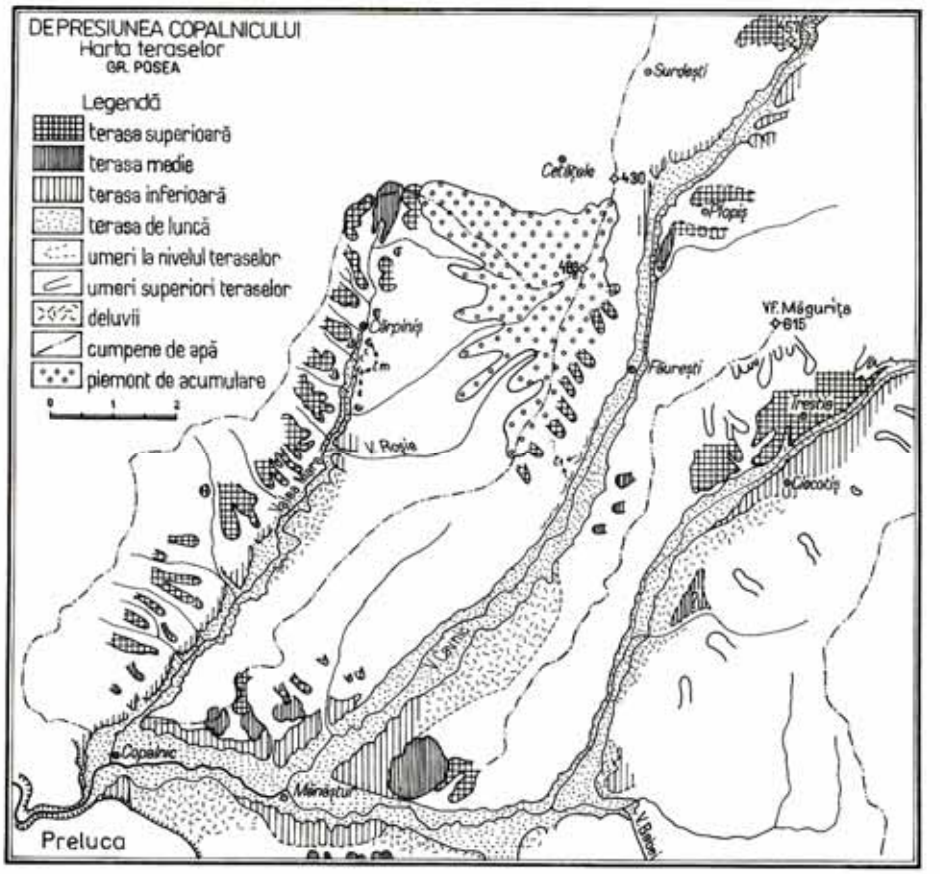


Fig. 67a – Depresiunea Copalnicului – terase climatice

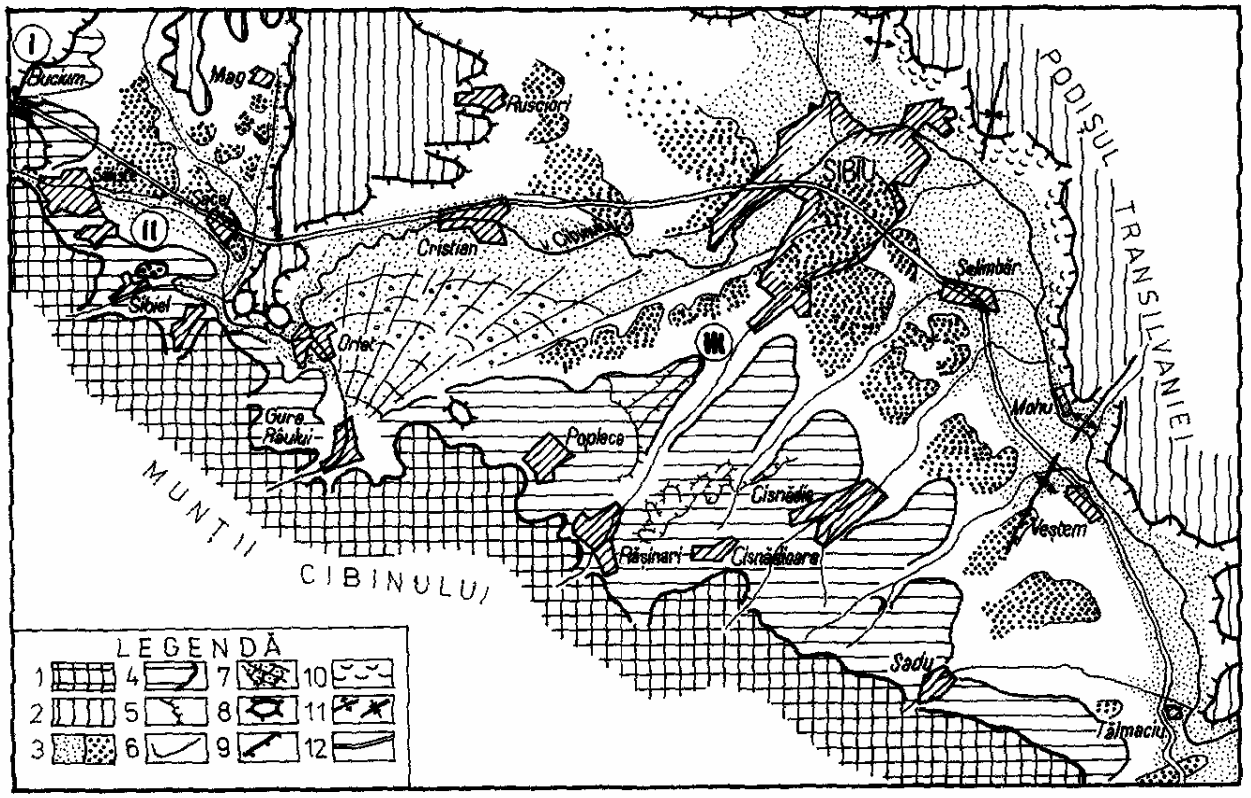


Fig. 67b – Schiţa geomorfologică a Depresiunilor Sălişte şi Sibiu. I. Bazinul Secaşului de Sebeş; II. Depresiunea Sălişte-Săcel; III. Depresiunea Sibiului; 1 – munte; 2 – Podişul Transilvaniei; 3 – luncă şi terase; 4 – nivelul glacisurilor şi resturi de piemont; 5 – trepte în interiorul glacisurilor; 6 – frunţi de terasă; 7 – conul Cibinului; 8 – martori cristalini; 9 – abrupturi la contactul depresiune-podiş; 10 – alunecări de teren; 11 – anticlinale şi sinclinale; 12 – drum naţional (după Gr. Posea)

• Cât priveşte repartiţia regională, la nivel de ţară se pot distinge **şase sisteme teritoriale de terase**: *carpatic* (cu terase tectono-climatice, greu de racordat între ele şi care se diferenţiază după tipul depresiunilor intramontane, după mărimea şi caracterul văilor, după sectoarele de îngustare etc.; totodată, sunt mai reduse ca număr decât în dealuri din cauza mobilităţii tectonice mai mari; *sistemul subcarpatic* (terase create în primul rând de tectonică, cu deformări numeroase impuse de ariile anticlinale de înălţare, sau de cele sinclinale subsidente; 6-8 terase, uneori şi cu nivele locale); *sistemul moldo-transilvan* (cu 7-8 terase, dar pe unele râuri mici numai 2-5 terase, nedeformate tectonic, bine exprimate în relief, geneză tectono-climatică sau numai climatică în depresiunile Făgăraş-Sibiu, Copalnic ş.a.); *sistemul danubian* (5 terase în Oltenia, cu pierderea treptată spre est, nord-est, geneză tectono-eustatică); *banato-someşan* (5-6 terase ce se pierd în evantai în glacisurile din Câmpia de Vest înaltă şi medie (fig. 30 şi 62), genetic sunt tectono-climatice); *dobrogean* (terase aproape inexistente).

În cadrul fiecărei regiuni sau pe mari bazine hidrografice s-au realizat uneori şi *subsisteme*. Aşa de exemplu pentru Transilvania, sistemele Someş, Mureş şi Olt; pentru Moldova, al Siretului şi cel al Prutului. Exemplificăm numai subsistemele din Câmpia Română (Gr. Posea, 1997)[4]: a) sistemul dunărean (terasa 5 de 110-75 m până la Olt; t 4 de 50-45-31 m până la Mostiştea; t_3 de 40-20 m până la Mostiştea; t_2 de 20-18-11 m până la limanul Gălăţui de unde trece peste Bărăgan în terasa Brăilei; t_1 7-5 m, trece pe la Călăraşi şi se afundă la gura Ialomiţei; b) sistemul getic (Jiu, Olt, Argeş şi Dâmboviţa) cu 5 terase racordabile cu cele ale Dunării (t_5 la Dâmboviţa nu ajunge în câmpie); c) sistemul subcarpatic de Curbură pătrunde în câmpie cu terasele 3-1 care se pierd pe rând în câmpia de subsidenţă; d) sistemul de terase al Argeşului inferior, cu trei terase inferioare şi un câmp Dâmboviţa-Argeş care făcea corp comun cu t_4 a Dunării la est de Argeş (40-45 m altitudine absolută).

5. **Luncile**

Luncile reprezintă relieful neted cel mai coborât şi în acelaşi timp cel mai tânăr, ele formând albia majoră din lungul văilor, cu precădere la cele mari, fiind adesea şi inundabile. Ca aspect utilitar dar şi ştiinţific, luncile sunt cercetate sub două direcţii: microrelieful suprafeţei de luncă (folosit pentru culturi, drumuri şi chiar pentru aşezări) şi structura sedimentelor sale (pentru alimentări cu apă din pânza lor freatică, construcţii hidrotehnice, îndiguiri, irigări, desecări etc.). O lucrare recentă privind metodele de cercetare a luncilor a apărut în 1998, de I. Bojoi şi colect.[5]

Caractere generale

Dezvoltarea luncilor este maximă la râurile mari şi cu precădere la Dunăre, acolo unde acestea traversează Câmpia Română sau Câmpia de Vest a României; unde există zone subsidente luncile aproape se unesc de la un râu la altul creând ceea ce se cheamă câmpii aluviale (exemple: Câmpia Titu-Sărata, Câmpia Siretului inferior, câmpiile subsidente din Câmpia de Vest, sau fâşia Covasna-Feldioara din Depresiunea Braşovului ş.a.) Urmează, ca extindere, luncile râurilor din podiş (mai ales Câmpia Transilvaniei, Câmpia Moldovei, ş.a.), unde ele apar ca nişte culoare largi, şi cele din depresiunile intradeluroase, uneori chiar şi din depresiunile intramontane (Ciuc, Gheorgheni ş.a.).

---

[4] *Relieful şi evoluţia paleogeografică a Câmpiei Române*, Ghidul excursiilor celei de-a XV-a Conferinţe naţionale pentru ştiinţa solului, „Publicaţiile Soc. Naţ. Rom. Pentru Ştiinţa Solului", nr. 29, 1997.

[5] I. Bojoi, M. Apetrei, M. Vârlan (1998), *Geomorfometria luncilor – model de analiză în bazinul superior al Jijiei*, Editura Academiei Române.

În general însă, luncile cele mai largi sunt dezvoltate şi în acele unităţi unde domină rocile moi, friabile. Peste unităţile joase, formate din roci moi, luncile pot ocupa între 60-90% din relieful de vale, în timp ce în unităţile colinare, rar se apropie de 50%. În amuntele râurilor, luncile sunt reduse, sau lipsesc.

Lăţimea luncilor variază de la câţiva metri, în munte, până la 1-2 km, în podiş (la râurile mari) şi la 8-10 km în câmpie; cea mai lată luncă o are Siretul în cursul său inferior (cca 22 km, împreună cu fâşia subsidentă) şi Dunărea în dreptul bălţilor (cca 20 km).

Panta medie este de cca 4 m/km în munte, 2-3,5 m/km în dealuri şi podişuri şi circa 1,5-0,6 m/km în colinele joase şi în câmpie.

Depozitele de luncă sunt formate, obişnuit, dintr-un strat inferior de pietrişuri şi nisipuri (sau numai nisip în câmpie) şi altul superior nisipo-argilos. În ultimul orizont se pot găsi, uneori, un sol fosil şi un nivel cu urme de cultură materială. Grosimea depozitului de luncă are, în medie, 1-2 m până la 5-10 m, dar în mod excepţional atinge şi 20-70 m (exemplu la Dunăre). Foarte groase sunt aluviunile luncilor în zonele de subsidenţă. Aluviunile grosiere din bază ar fi depuse în faza mai umedă din postwürm, iar cele fine în subboreal mai arid[6].

Ca *vârstă*, luncile s-au format, ca albie majoră şi ca pat de aluviuni, în holocen, şi mai ales în holocenul superior, cu unele diferenţieri locale şi regionale. Astfel, luncile din munte pot fi în general mai vechi: acumulările lor au început la sfârşitul glaciarului, în cataglaciar (ca şi la Dunăre), au continuat în holocenul inferior, iar în holocenul superior, când versanţii erau bine împăduriţi, în aceste aluviuni s-au tăiat, pe alocuri, 1-3 trepte mici de terase de luncă. În câmpii aluvionarea luncilor s-a realizat mai ales în holocenul mediu şi superior (atlantic-subatlantic, de la cca –5000 ani la zero ani), când precipitaţiile au fost mai bogate, iar tăierea unor trepte de luncă s-a făcut aproximativ între zero şi +1000 ani, când clima s-a continentalizat. În ultimul secol s-a resimţit o nouă perioadă de aluvionări, ca urmare a despăduririlor puternice.

După condiţiile regionale şi locale, la noi în ţară au fost deosebite **cinci tipuri geomorfologice de lunci**: *luncile în petice*, din văile înguste (specifice mai ales pentru munte); cele *din depresiuni* intramontane şi subcarpatice (sunt mai largi, uneori apar ca şesuri aluviale); lunci sub formă de *culoare largi*, la râurile mari din Depresiunea Transilvaniei, Culoarul Mureşului între Meridionali şi Apuseni, culoarul Siret-Moldova, culoarele Oltului, Jiului, Argeş-Sabar şi Ialomiţei din Câmpia Română (au depozite groase de 5-10 m, cu fâşii paralele şi grinduri bine dezvoltate); luncile din arealele *subsidente* (adesea nu au maluri, se unesc uneori de la un râu la altul, prezintă lateral cel mult o terasă de 2-4 m; exemple, în Câmpia Română, Câmpia de Vest, Depresiunea Braşov, Depresiunea Mislea); luncile *din câmpiile înalte* (cu maluri bine evidenţiate; la văile autohtone din Câmpia Română de Est – Câmpia Limanurilor – apar şi limane). Un tip aparte este *lunca Dunării*, largă în medie de 6-8 km, cu grinduri mari, fâşii laterale joase, râuri şi bălţi paralele, dune pe grinduri, iar în arealul bălţilor îmbracă aspect de „insule".

Grupe şi tipuri de văi după caracterele şi complexitatea luncilor

În mare, pot fi deosebite două grupe, fiecare cu mai multe tipuri, la care se adaugă şi Dunărea cu rang de grupă.

a) În prima grupă intră văile *cele mai complexe*, care traversează aproape toate tipurile majore de relief, de la munţi la câmpie. În lungul acestora luncile se înşiruie cu

[6] N. Popp (1969), *Les dépôts quaternaires et l'évolution géomorphologique des basses plaines de Roumanie*, Études sur la Quaternaire dans le Monde. Union Inter. pour l'étude du Quaternaire, VIII-e Congrès INQUA, Paris 1969.

caracteristici variate şi mereu în schimbare, acolo unde se face trecerea de la o unitate de relief la alta. Grupa cuprinde următoarele tipuri:

Olt (care cuprinde majoritatea râurilor carpatice transversale, ca Mureşul, Jiul, Someşul, şi unde atât văile cât şi luncile propriu-zise prezintă complexitatea şi alternanţa cea mai mare);

Gilort sau getic (văile cu obârşia în Carpaţi, traversează Subcarpaţii şi o fâşie de piemont, ca Argeşul, Oltețul, Motrul ş.a.);

Ialomița sau de Curbură (cu obârşie în Carpaţii de fliş, dar traversează şi o câmpie de subsidenţă; ele aduc aluviuni multe, ca de exemplu: Dâmbovița, Prahova, Buzău, Putna;

Bistrița sau Oriental (râuri cu lunci deosebit de dezvoltate în Carpaţii flişului şi mai ales în Subcarpaţii Moldovei, cum sunt: Suceava, Moldova, Trotuşul);

Crişuri sau Vestice (cu lunci înguste în munte – Apuseni şi Munţii Banatului – şi foarte largi în depresiunile-golf din Dealurile Vestice);

Siret (râuri cu obârşia în Carpaţii din afara ţării, dar pe teritoriul României dau culoare largi de luncă, în Podişul Moldovei – Siretul şi Prutul; ultimul are aluviuni puține, lunca este calibrată şi în interiorul ei sunt meandre schimbătoare).

b) Grupa văilor *autohtone*, care străbat de la izvor la vărsare o singură unitate de relief. Se diferenţiază de obicei pe câmpii, podişuri şi dealuri. Are cinci tipuri:

Colentina sau Mostiştea (văi de câmpie, cu obârşia spre dealuri, cu pantă foarte mică şi care spre vărsare se transformă în suite de iazuri, având chiar limane (Zboiu, Colentina, Cătălui, Neajlov, Mostiştea, Gălăţui ş.a.);

Călmăţui (râuri mici cu lunci enorm de largi, ca la Călmăţuiul de Bărăgan, sau Ierul din Câmpia Someşului, lunci moştenite de la alte cursuri de râuri mai viguroase – Buzău, sau Someş;

Amaradia (specifică pentru unităţile de tip piemont, inclusiv câmpii piemontane, cu lunci bine adâncite şi relativ largi, dar unde vara râurile seacă, dând suite de lacuri mlăştinoase);

Carasu (lunci adâncite în podiş, cu limane fluviatile sau maritime în partea inferioară, specifice Dobrogei – Telița, Casimcea, Mangalia ş.a.);

Bahlui-Hârtibaciu (pantă foarte mică, barări laterale prin conuri de dejecţie, lacuri şi bălţiri în spatele barărilor, specifice podişurilor Moldovei şi Transilvaniei).

c) *Dunărea* prezintă caracteristici cu totul aparte, legate atât de regimul hidrologic cât şi de unităţile de relief pe care le străbate. După caracteristicile de bază, pe care le îmbracă lunca sa, pot fi deosebite 6 sectoare: defileul (luncă îngustă, discontinuă, în prezent acoperită total de lac); Drobeta - Turnu Severin (sau de la Batoți) la Olt (lunca devine continuă, este de câmpie, se lăţeşte de la câteva sute de metri la 7-10 km, cu relief de dune şi cu bălți, azi în parte este lacul Ostrovu Mare); Olt-Călăraşi (luncă şi mai largă, cu fâşii distincte de tipul grind intern, luncă joasă şi luncă înaltă, cu conuri extinse la debuşarea Oltului, Vedei şi Argeşului şi cu limane la văile mici – începând cu Cătălui, Mostiştea ş.a.); Călăraşi – Brăila (luncă de tip baltă, cu cea mai mare lăţime, 15-25 km, cu despletiri, cu grinduri principale foarte late, înalte de 3-10 m şi grinduri secundare, cu depresiuni lacustre); Brăila-Pătlăgeanca (lunca se restrânge la 5-10 km, cu îngustări şi lărgiri sub formă de golfuri spre Dobrogea, iar Dunărea are un singur braţ); Delta (apa ocupă, la nivele medii, 60-65% din suprafaţă, apar grinduri fluviatile şi marine etc.)[7].

Lunca Dunării este de fapt cea mai dezvoltată câmpie aluvială joasă din România, incluzând aici şi Delta (câmpie deltaică). Grosimea stratului aluvial atinge circa 10-20 m

[7] Pentru amănuntele tipizării, vezi Gr. Posea şi colab., *Reliefuł României*.

în amunte de Olt (un maximum de 26 m) şi creşte după confluenţa cu Argeşul, mai ales de la Călăraşi, la 40 m, apoi 60 m la începutul Deltei şi 90 m la ţărmul mării (fig. 65). În general structura aluviunilor este foarte mozaicată, deosebindu-se totuşi un complex foarte fin la suprafaţă, care trece în bază la pietrişuri şi bolovănişuri (vezi structura binară, la terase). În afara studiilor mai vechi asupra luncii Dunării (Gr. Antipa, ş.a.), un studiu mai nou a prezentat N. Popp)[8].

O altă tipizare regională a luncilor, care se referă cu precădere la arealele câmpiilor şi la Depresiunea Transilvaniei, o întâlnim la N. Popp (*Op. cit*.). El deosebeşte patru categorii, plus Dunărea, pe care le redăm mai jos, cu completări.

a) *Luncile din Câmpia de Vest (Banato-Crişană)*. Ca un specific aparte faţă de Câmpia Română, se subliniază existenţa pe unele lunci interioare, inclusiv în domeniul dealurilor piemontane, a unei argile roşcate cu bohnerz (de la finele pleistocenului superior), de origine deluvio-proluvială, dar şi aluvială. Aceasta dă impermeabilitate în partea superficială. În al doilea rând, grosimea depozitelor cuaternare de sub lunci este extrem de mică în raport cu cea din Câmpia Română; în Câmpia de Vest lipsesc şi pietrişurile de Cândeşti. Toate aceste aspecte, privind faciesul şi răspândirea depozitelor cuaternare, au urmări în modul de formare, de extindere şi natura aluviunilor din luncă.

Dispunerea luncilor din Câmpia de Vest este puternic influenţată şi de structura contactului dintre câmpie şi munte. Acolo unde horsturile montane avansează în câmpie, la contact apar glacisuri complexe coluvio-proluviale, iar mai departe, în câmpie, luncile sunt reduse. Unde câmpia pătrunde prin golfuri în interiorul muntelui apar debuşee de râuri mari, care au creat vaste conuri de dejecţie şi care spre vest ating forma de veritabile „delte", ca de exemplu la Someş, Crişul Alb şi Timişul. Râurile respective se dirijează, sau s-au dirijat altă dată, către zonele subsidente din câmpie, uneori prelungite din golfurile intramontane, şi crează vaste câmpii joase, de tipul luncilor. Ele contrastează cu câmpiile înalte subdeluroase. Aceste câmpii joase se unesc uneori de la un râu la altul. Cele mai vaste astfel de asociaţii de câmpii joase se găsesc în Câmpia Someşului, a Crişurilor, mai ales la Crişul Alb şi la Timiş. Pe totalul lor, aceste câmpii subsidente au cursuri divagante, uneori cu diguri supraînălţate, fără o cumpănă de ape precisă.

b) *Luncile din Câmpia Română* se caracterizează printr-un subasment foarte gros de sedimente cuaternare, prin atingerea uneori a pietrişurilor de Cândeşti în partea de nord şi a celor de Frăteşti în sud, mai ales în câmpiile Boianu şi Găvanu-Burdea. Au caractere deosebite pe cele trei mari unităţi de câmpie: Oltenia, Câmpia Teleormanului şi Câmpia Orientală (a Limanurilor). În Oltenia luncile sunt foarte largi şi uniforme la râurile mari, iar cele mici curg mai mult la suprafaţa teraselor Dunării. Între Olt şi Argeş luncile râurilor mici sunt relativ înguste şi uneori foarte uscate din cauza permeabilităţii subasmentului. În est de Argeş apare şi o fâşie subsidentă, cu maxim de lăsare pe Siretul inferior, după care, spre Dunăre, luncile devin calibrate uniform, creând culoare[9]. De asemenea, la intrarea râurilor în câmpie, ele încep prin conuri de dejecţie.

c) *Luncile din Depresiunea Transilvaniei*, la râurile mari sunt largi, bine calibrate, cu aspect de culoare. În ele se încătuşează meandrat albiile minore, care la ploi mari se revarsă puternic. Depozitele de luncă se compun dintr-un strat subţire de aluviuni fine

[8] Condiţiile geomorfologice, litologice şi hidrologice în legătură cu formarea solurilor din lunca şi Delta Dunării. Lucrările Conf. naţionale de ştiinţa solului, Eforie 1967. „Publicaţiile Soc. Naţ. Rom. Pentru ştiinţa solului", nr. 48, 1970, Bucureşti.

[9] Un studiu aprofundat privind mai ales hidrologia luncilor din Câmpia Română a fost prezentat de D. Băluţă: *Luncile din Câmpia Română*, studiu hidrogeografic cu privire specială asupra apelor subterane; rezumatul tezei de doctorat, 1981.

argiloase, sub care se află pietriş şi nisip, în strat mult mai gros. O excepţie face Depresiunea Braşovului care este o câmpie subsidentă, aproape toată cu aspect de luncă, cu aluviuni cuaternare foarte groase.

d) *Luncile râurilor mari*, în afara Dunării, se referă cu precădere la Siret şi Prut (N. Popp), dar se impun a fi adăugate şi altele ca Oltul, Jiul, Argeşul etc. Este vorba de culoare foarte largi, cu albii minore ce dezvoltă meandre deosebite. La Siret se atinge chiar 30 km (cu câmpia de subsidenţă), dar lunca propriu-zisă este mult mai îngustă.

e) Se pot adăuga şi *luncile din depresiunile intramontane*, adesea subsidente, ca Braşov, Ciuc, Gheorgheni, Haţeg, Maramureş, Brad, Bozovici ş.a. Şi aici există lunci largi, uneori fără maluri bine definite, unde nivelul inundaţiilor creşte datorită defileelor sau cheilor din avale.

Bibliografie (Terase şi lunci)

Badea L. (1967), *Les terrasses des Subcarpates Gétiques*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", XI, 2.

Badea L. (1967), *Subcarpaţii dintre Cerna Olteţului şi Gilort. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Badea L. (1967), *Terasele Buzăului din zona subcarpatică şi mişcările neotectonice*. „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XIV, 1.

Badea L. (1970), *Terasele din Oltenia*, „St. cerc. geol. geogr., Geografie", XVII, 1.

Badea L. (1981), *Consideraţii geomorfologice asupra văii subcarpatice a Oltului*, „Trav. sc. staţ. „Stejarul", géol., géogr.", 7.

Badea L., Bălteanu D. (1977), *Terasele din valea subcarpatică a Buzăului*, „St. cerc. geol., geofiz., Geografie", XXIV, 2.

Badea L., Niculescu Gh., Roşu Al. (1964), *Les mouvements néotectoniques pléistocènes et le modèle fluviatile des Subcarpates entre le Danube et le Buzău*, „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 8.

Bandrabur T., Giurgea P. (1965), *Contribuţii la cunoaşterea cuaternarului văii Siretului din regiunea Bacău-Roman*, „D.S. Com. geol. LI", 2.

Băcăuanu V. (1968), *Câmpia Moldovei. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Băcăuanu V., Martiniuc C. (1970), *Cercetări geomorfologice asupra părţii de sud a interfluviului Moldova-Siret,* „Anal. Şt. Univ. Al. I. Cuza, Geografie", XVI, Iaşi.

Berindei I. (1968), *Contribuţii la stabilirea genezei teraselor inferioare din depresiunile golf ale Munţilor Apuseni,* „ St. cerc. geol. geofiz., geogr., Geografie", XV, 2.

Berindei I., Iacob E. (1961), *Contribuţii la studiul morfologic al Depresiunii Guruslău*, „St. Univ. Babeş-Bolyai, geol.-geogr.", II, 1, Cluj.

Brânduş C. (1981), *Subcarpaţii Tazlăului. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.

Brătescu C. (1928), *Pământul Dobrogei*, vol. Jub. „Dobrogea", Bucureşti.

Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Donisă I. (1968), *Terasele din Depresiunea Cracău-Bistriţa*, „Lucr. Staţ. Stejarul", I.

Donisă I. (1981), *Quelques particularités des terrasses de bassin du Siret*, „Rev. GGG., Géogr.", t. 25, nr. 2.

Gârbacea V. (1957), *Terasele Bistriţei ardelene şi ale Şieului*, „Bul. Univ. Babeş-Bolyai", St. nat., I, 1-2.

Gârbacea V. (1961), *Consideraţii cu privire la evoluţia reţelei hidrografice în partea de nord-est a Podişului Transilvaniei. Dealurile Bistriţei*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.", 1, Cluj.

Grecu Florina (1992), *Bazinul Hârtibaciului. Elemente de morfohidrografie*, Editura Academiei Române.
Grigore M. (1970), *Terasele văii Timişului între izvoare şi Caransebeş*, „Anal. Univ. Bucureşti", Geografie, XIX.
Grumăzescu H. (1961), *Contribuţii la cunoaşterea teraselor fluviale din zona subcarpatică dintre Câlnău şi Şuşiţa*, *Probl. geogr*., VIII.
Grumăzescu H. (1973), *Subcarpaţii dintre Câlnău şi Şuşiţa. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Hârjoabă I. (1978), *Reliefuł Colinelor Tutovei*, Editura Academiei, Bucureşti.
Ielenicz M. (1978), *Observaţii geomorfologice în bazinul Slănicului de Buzău*, „Anal. Univ., Bucureşti, Geografie", XXVII.
Ielenicz M. (1988), *Terasele din Carpaţi*, „Terra", X, 3-4.
Ielenicz M. (1988), *Terasele din Dobrogea*, „Anal. Univ. Bucureşti, Geografie", XXXVII.
Ielenicz M. (1997), *Terasele din regiunile de dealuri şi podişuri*, „Revista de geomorfologie", nr. 1.
Josan N. (1972), *Terasele Târnavei Mici,* „Lucr. Şt. Inst. Ped.", Oradea.
Josan N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Mac. I. (1972), *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Morariu T., Donisă I. (1968), *Terasele fluviatile din România*, „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XV, 1.
Morariu T., Gârbacea V. (1960), *Terasele râurilor din Transilvania*, „Com. Academiei", X, 6.
Morariu T., Mihăilescu V., Rădulescu I., Grumăzescu H., Badea L. (1960), *Le stade actuel des recherches concernant les terrasses fluviales dans la R.P. Roumanie*, în vol. *Recueil d'études géogr. concernant le territoire de la R.P. Roumaine*, Editura Academiei, Bucureşti.
Niculescu Gh. (1963), *Terasele Teleajenului în zona subcarpatică cu privire specială asupra mişcărilor neotectonice cuaternare*, *Probl. geogr*., IX.
Niculescu Gh., Dragomirescu Ş. (1961), *Observaţii geomorfologice pe valea Doftanei*, *Probl. geogr*., VIII.
Obreja Al. (1961), *Date noi asupra teraselor Bârladului*, „Comun. Academiei Române", XI, 2.
Paraschiv D. (1965), *Piemontul Cândeşti*, „St. tehn. Econ., seria H, Geol. cuaternarului", 2.
Popescu Dida (1970), *Observaţii geomorfologice preliminare asupra teraselor din Subcarpaţii cuprinşi între valea Buzăului şi valea Slănicului de Buzău.* „Anal. Univ. Bucureşti, Geografie", XXI.
Popescu Dida (1971), *Observaţii geomorfologice în Depresiunea Nişcov*, în vol. *Geografia jud. Buzău şi a împrejurimilor.*
Popescu N. (1973), *Depresiunea Şinca Nouă*, „Terra", V. (XXV), 2.
Popescu N. (1990), *Depresiunea Făgăraş. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei Române, Bucureşti.
Popescu N., Ielenicz M., Posea Gr. (1973), *Terasele din România*, în vol. *Realizări în geografia României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Popp N. (1939), *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova*. „St. cerc. geogr., SRRG", I, Bucureşti.
Posea Aurora (1969), *Terasele Crişului Repede*. „Lucr. Şt. Inst. Ped., Oradea", seria A.
Posea Gr. (1962), *Aspecte de relief din jurul Clujului*. „Anal. Univ. Bucureşti, seria Geogr."
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului. Studiu de geomorfologie*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1969), *Depresiunea Sălişte*, „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XVI, 1.
Posea Gr. (1980), *Terase marine în Dobrogea ?*, „Terra", nr. 3.
Posea Gr. (1983), *Terasele din Câmpia Târgovişte-Ploieşti şi raporturile lor cu Subcarpaţii*, „Memoriile Secţiilor Ştiinţifice", seria IV, t. VI, nr. 2.
Posea Gr. (1984), *Aspecte ale evoluţiei Dunării şi Câmpiei Române,* „Terra", 1.

Posea Gr. (1984), *Le system génétique-evolutif de la Plaine Roumaine*, „Rev. G.G.G., Géogr.", t. 28.
Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*. Editura Fundației *România de Mâine*.
Posea Gr., Ilie I., Popescu N. (1969), *Defileul Dunării, Geografia Dunării Româneşti*, Editura Acad. R.S.R.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Reliefuł României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1978), *L'évolution de la plaine alluviale du Someş dans la depresion de Baia Mare et dans la Plaine de l'Ouest.* „Rev. Roum. GGG, Geogr.", t. 23, nr. 2.
Rădulescu N. Al. (1937), *Vrancea. Geografie fizică şi umană*. „St. cerc. geogr., SRRG", I, Bucureşti.
Roşu Al. (1967), *Subcarpaţii dintre Gilort şi Motru. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Roşu Al. (1969), *Observaţii geomorfologice pe latura de nord a Dobrogei*, în vol. *St. geogr. asupra Dobrogei*.
Sârcu I. (1965), *Terrasses fluviales, surfaces d'érosion locale et pseudopénéplaines dans le nord du Plateau Moldave*, „Anal. Şt. Univ. Al. I. Cuza, Geol.-Geogr.", Iaşi, XI.
Savu Al. (1965), *Terasele Someşului între Dej şi Jibou*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geol.-Geogr.", VIII, 2.
Savu Al., Clichici O., Dragoş I. (1970), *Contribuţii la problema vârstei teraselor Someşului Mare*, „Studia. Univ. Babeş-Bolyai, Geographia", XV, 2.
Savu Al., Mac. I., Tudoran P. (1973), *Aspecte privind geneza şi vârsta teraselor din Transilvania*, în vol. *Realizări în geografia României*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Sawicki I. (1912), *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens*, Krakau.
Sficlea V. (1980), *Podişul Covurlui. Studiu geomorfologic*, în vol. *Masivul Ceahlău, Ţara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurlui*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Şchiopoiu T. (1982), *Dealurile piemontane ale Coşuştei. Studiu geomorfologic*, Editura Scrisul românesc, Craiova.
Tudoran P. (1972), *Terasele Crişului Alb. Observaţii preliminare*, „Studia Univ. Babeş-Bolyai, Geographia", XIII, 1.
Tudoran P. (1983), *Ţara Zarandului. Studiu geo-ecologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
x x x (1980), *Podişul Moldovei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
x x x (1983), *Geografia României*, vol. I, *Geografia fizică*, Editura Academiei, Bucureşti.
xxx (1987), *Geografia României*, vol. III, *Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei Române, Bucureşti.

Capitolul XVI

RELIEFUL GLACIAR DIN CARPAȚI

Cele mai înalte masive din Carpați au fost puternic scrijelite de gheţarii din cuaternar, în prezent observându-se circuri şi văi glaciare, uneori chiar morene. Prin construirea minunatului drum, Transfăgărăşanul, este azi la îndemâna oricui să observe asemenea forme mărețe de relief, înainte şi după tunel. În afara Munților Făgăraş, există relief glaciar în Retezat, Godeanu, Țarcu, Parâng, mai restrâns în Şureanu, Cindrel, Căpățânii, Lotru, Iezer, iar în Carpații Orientali şi de Curbură, numai în Bucegi şi Rodnei. Aspecte incipiente de relief glaciar pot fi întâlnite şi în Munții Maramureşului, ca şi în Căliman şi Leaota.

De la o ramură carpatică la alta, ca şi de la un masiv la altul există **diferențieri**, uneori importante, în ce priveşte amploarea formelor glaciare, ca şi tipul acestora. Diferențierile sunt în legătură cu o serie de factori, între care: altitudinea masivului, expunerea, tipul de relief existent local în preglaciar, gradul de fragmentare al reliefului preglaciar, panta şi natura rocilor. Astfel, masivele cele mai înalte, de peste 2000 m, au fost supuse unei eroziuni glaciare puternice, din care a rezultat un număr mare de forme glaciare, de dimensiuni mari, asociate adesea în vaste complexe glaciare ce cumulau circuri mici şi mari precum şi văi, dirijate către o vale glaciară mai mare care îşi trimitea limba până la altitudini cu mult sub limita zăpezilor veşnice, după unii autori la 1300 m în Făgăraş (Capra, 1370 m) şi 1000 m în Munții Rodnei. În masivele care au fost mai adânc fragmentate de văi, limbile glaciare au coborât mai jos, şi invers. Orientarea versanților către nord, nord-est şi nord-vest, care erau mai puțin expuşi insolației, au permis dezvoltarea unor gheţari mai mari față de versanții vestici şi sudici. Situația este tipică pentru Rodna, Parâng şi chiar Țarcu. În alte masive, ca Făgăraşul şi Retezatul, cele mai extinse forme glaciare sunt, în schimb, pe versanții sudici; cauza constă în extinderea mare a suprafețelor înalte de eroziune către sud şi a existenței unor bazine hidrografice mai mari şi cu văi al căror profil longitudinal coboară mai lin; ca urmare, aici a existat posibilitatea unor mari acumulări de zăpadă şi o mişcare mai lentă a limbilor glaciare, care le impunea îngroşarea.

După formele rămase în relieful actual, se poate deduce că modelarea glaciară s-a făcut, sigur, prin două **tipuri de gheţari**: *de vale* şi *de circ*, la care, probabil, se adăuga şi *gheţarul de platou*. *Gheţarii de circ* erau mici, nu aveau limbi, decât rar şi reduse, rămâneau suspendați sub culmile înalte, în mod obişnuit în jurul altitudinii de 2000-2050 m, mai ales pe trepte structurale ai căror pereți aveau expunere nord-vestică; urmele lor se păstrează deasupra unor văi glaciare, sau izolat. Se întâlnesc în Făgăraş, Parâng, Godeanu, Retezat, Țarcu, Rodna. *Gheţarii de vale* aveau bazine mari de alimentare, circuri mari şi uneori compuse, continuate cu limbi de gheață ce atingeau 3-8 km. Cei mai dezvoltați erau pe văile Nucşoara şi Lăpuşnic din Retezat; Capra şi Buda din Făgăraş; Jiețul, Lotrul şi Latorița din Parâng; Pietrosul, Lala şi Cimpoieşul din Rodna. Cât priveşte *gheţarii de platou* sunt numai presupuneri că ar fi acoperit, sub forma unor platoşe, câteva mici platouri din Pediplena Carpatică, situate la peste 2000 m, ca de

exemplu în Muntele Borăscu, câteva porţiuni din Rodna, lângă vârful Paltinul din Făgăraş (deasupra izvoarelor văii Doamnei), suprafaţa Doamnele din Bucegi.

Formele glaciare ce se păstrează în relieful actual sunt: circurile, văile glaciare şi umerii lor, morenele, pragurile glaciare, custurile şi portiţele, rocile mutonate, căldările pietroase şi microdepresiunile.

Circurile s-au fixat aproximativ în preajma limitei zăpezilor şi au subtipuri variate: *compuse* sau alpine (în Făgăraş: Capra, Buda, Topolog; în Parâng: Lotru şi Jieţu; în Retezat: Bucura, Peleaga; în Rodna: Buhăescu, Repedea); *simple* sau pireneene (mici şi suspendate, fixate pe trepte structurale şi în funcţie de topoclimatele favorabile), şi *circuri-văi* sau „fund de sac" (bazinete largi, care nu au prag în avale, unde nu se conturează bine forma de circ şi care se continuă apoi cu valea glaciară; unele exemple apar în Rodna şi la valea Caprei din Făgăraş).

Căldările pietroase sunt un fel de circuri de vale situate chiar la obârşia unor văi glaciare nordice din Făgăraş, ca de exemplu: căldarea pietroasă a Arpaşului, sau cea a văii Doamnei de sub Colţul Negru; ele stau în prelungirea amonte a circului principal, nu au fund de subsăpare şi nici praguri, ca circurile propriu-zise, dar sunt umplute cu o cantitate imensă de stâncărie; după mărime (peste 1 km lungime) şi dimensiunile foarte mari ale stâncăriei nu par a aparţine periglaciarului actual, ci sunt un stadiu al glaciaţiunii würm (amănunte la Posea, 1981 şi 1983)[1].

Înşeuările de tip *portiţă*, *ferestre* şi *strungi*; cele din urmă sunt adâncituri înguste, dominant în custurile nordice ale văilor (vezi mai jos), prin care se poate fixa o potecă de trecere dintr-o vale glaciară în alta; exemple: Strunga Dracului şi Fereastra Răsăritului (în Muchea Tărâţei). Portiţele şi ferestrele sunt înşeuări, sau uneori „ochiuri", sau un fel de străpungeri în arcade pe cumpăna principală făgărăşeană, la întâlnirea obârşiilor a două văi glaciare, una nordică şi alta sudică. Sunt zimţate, cu colţi, deoarece pe aici nu puteau exista transfluenţe. Ferestre mai cunoscute: Fereastra Zmeilor (în Portiţa Arpaşului), Fereastra Podragu, Fereastra Viştei Mari (nord-vest de vf. Moldoveanu), Podrăgelul ş.a. Portiţe importante (şei mai largi, zimţate şi uneori cu ferestre): Portiţa Avrigului, Arpaşului, Doamnei (Paltinei), Călţunului ş.a. Aceste portiţe se formau cu precădere prin dezagregări mai active la obârşia văilor nordice, unde, datorită pantei mai mari, gheaţa şi névéul se desprindeau de versant şi alunecau, lăsând loc unor dezagregări active, care avansau regresiv spre sud.

Văile glaciare ale gheţarilor de tip alpin, se găsesc numai în masivele înalte. Cele secundare (trogurile) sunt suspendate deasupra celor principale. Văile glaciare au în lungul lor *praguri* transversale pe care se pot observa adesea (atunci când roca este dură), scrijelituri, denumite *striuri* glaciare, sau spinări polizate natural (*roci mutonate)*; cele mai dese asemenea forme se păstrează pe pragul ce desparte circul de vale. În spatele pragurilor din lungul văilor, care ating uneori până la 100-200 m înălţime, se găsesc *microdepresiuni de vale*, păstrând lacuri sau turbării, sau au fost colmatate şi drenate.

Pe marginile superioare ale formei de copaie ale văii glaciare apar *umeri de vale*, luaţi adesea, eronat, drept fundul unor văi glaciare mai vechi. Forma şi modul lor de dispunere, denotă însă că sunt umeri periglaciari, proveniţi din dezagregarea şi retragerea versantului de deasupra limbii glaciare (Gr. Posea, 1981).

Între marile circuri şi între văile lor se înalţă culmi stâncoase (carlinguri), uneori ascuţite şi zimţate, cunoscute sub numele de *custuri*. Cele mai multe şi orânduite paralel se găsesc între văile glaciare de pe faţada nordică a Făgăraşului, aliniate aproximativ în planul Suprafeţelor Medii. Mai apar în: Parâng, Retezat, Godeanu, Ţarca ş.a.

[1] 1981, *O singură glaciaţiune în Carpaţi,* şi 1983, *Probleme noi privind glaciaţiunea carpatică*, Sinteze geografice, Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

În cadrul custurilor dintre două circuri şi văi paralele apar adesea *înşeuări* simple sau *şei de transfluenţă* peste care gheaţa dintr-un circ, când era mai sus, putea trece la vecinul său. Aceste înşeuări se formau mai ales la văile nordice prin extinderea unor diverticole de pe latura vestică a circurilor principale (printr-o dezagregare mai activă vara), prin care avansau astfel peste cumpănă. Aceste înşeuări se găsesc în Munţii Făgăraş. Ele se localizează obişnuit între circurile de pe latura nordică făgărăşană aproape de contactul cu cumpăna principală. Cea mai tipică este şaua de transfluenţă dintre circurile Doamnei şi Bâlea (*Curmătura Bâlei*), dar mai sunt şi altele, fără să fi ajuns la transfluenţă: Lăiţa, Lăiţelul, Scara, Cleopatra, Suru, Curmătura, Roşiile (sub vf. Suru).

Morenele reprezintă material stâncos şi chiar argilo-nisipos transportat de limbile glaciare până la locurile de topire. Cele relativ bine păstrate sunt morenele *frontale* care au fost depistate până la 800-1300 m în Rodna, 1400 m în Făgăraş, 1400-1700 m în Bucegi, 1650 m în Iezer, 1700-1800 m în Şureanu ş.a. Morenele amintite de I. Sârcu (1982) la confluenţa Râului Mare cu Lăpuşnicul, la 800 m, par a fi în realitate formaţiuni de versant şi chiar fluviatile. Există şi morene *laterale* şi *de fund*, amestecate cu material periglaciar, ce se mai păstrează pe marginile circurilor şi a unor văi glaciare.

În ce priveşte **repartiţia** regională, cele mai complexe şi extinse forme glaciare se întâlnesc în masivul *Retezat*, în special în bazinele văilor Nucşoara, Lăpuşnic şi Râul Bărbat; văile ating lungimi de 6-8 km şi coboară până la 1300-1400 m; aici sunt peste 80 de lacuri, între care cel mai mare ca suprafaţă (Bucura, 10 ha) şi cel mai adânc (Zănoaga, 29 m). *Făgăraşul* a avut circa 50 de gheţari de vale, lungi de 2-8 km, păstrând azi peste 175 de circuri. Urmează *Parângul*, cu relief glaciar dezvoltat mai ales la obârşia Jieţului, Lotrului, Latoriţei, apoi Munţii *Iezer* cu forme grupate în jurul vârfurilor Păpuşa şi Iezer, precum şi în *Ţarcu*, *Şureanu*, *Cindrel* unde domină mai ales circurile. În *Godeanu*, înălţimile ceva mai reduse şi extinderea mare a suprafeţelor de nivelare au impus sculptarea unor forme glaciare de dimensiuni mai mici decât în Retezat (văile de aici au până la 1-2 km). În Carpaţii de Curbură există forme dezvoltate în *Bucegi*, grupate în trei complexe (Mălăeşti, Ţigăneşti, Ialomiţa) şi un circ suspendat în *Leaota*. În Carpaţii Orientali, doar *Munţii Rodnei* au purtat o glaciaţiune dezvoltată, mai ales pe versantul nordic unde se păstrează 22 circuri şi cca 10 văi glaciare. În *Munţii Maramureş* şi în *Căliman* au fost forme tranzitorii între gheţari şi nivaţiune, iar în *Ceahlău* nu au existat gheţari (aşa cum indică unii autori, între care N. Macarovici).

Una dintre problemele mult discutate ale glaciaţiunii carpatice este cea a vârstei şi respectiv **fazele glaciare**. Majoritatea autorilor admit existenţa a *două glaciaţiuni*, riss şi würm. Argumentele de bază au pornit de la ideea că glaciaţiunea de calotă „Saale" (corelată cu rissul din Alpi) a avut o extensiune sudică mai mare decât „Vistula" (echivalentul lui würm). De aici s-a tras concluzia că glaciarul riss nu a putut lipsi din Carpaţi, ba chiar ar fi realizat văi glaciare mai largi şi mai lungi şi morene poziţionate mai jos decât cele din würm. S-au căutat apoi şi argumente. Între acestea amintim câteva. Mai întâi, existenţa unor văi glaciare îmbucate, respectiv umeri „glaciari" situaţi deasupra văilor würmiene, ceva mai adânci (vezi de exemplu *Gh. Niculescu*, 1965, p. 210-211). Apoi, păstrarea unor resturi de morene „terminale" situate la diferite altitudini (762-1020 m în Rodna şi 1370-1650 m în Meridionali şi altele la 1800 m) „racordabile" cu două nivele de umeri (*Gh. Niculescu* şi colab., 1960, p. 35-36). Argumentul cel mai puternic însă a fost, pentru un timp (1945-71), analizele de polen făcute de *E. Pop* (1945) pentru o turbărie de la Avrig ce indica, după autor, interglaciarul riss-würm. Cum această turbărie se află pe un glacis mediu din Depresiunea Făgăraş, s-a admis că pânza de pietrişuri situată mai sus (glacisul superior) ar fi din riss, iar cea de dedesubt din würm. Corelarea

porneşte de la faptul că pietrişurile din cele trei glacisuri provin din morenele ghețarilor din munte, preluate mai jos de râuri.

Există şi părerea a *trei glaciațiuni* în Carpați, adică mindel, riss şi würm, susținută de *L. Sawiki* (1912) şi reluată de *I. Sârcu* (1978). Primele două glaciațiuni ar fi fost puternice şi au format inclusiv văi glaciare şi morene, dar în würm ghețarii erau reduşi la simple lentile de gheață situate la altitudini diferite (p. 80), care au format numai circuri suspendate.

O singură glaciațiune, cea din würm, cu 2-3 oscilații, a fost argumentată de *Gr. Posea* (1981). Observații generale s-au făcut în acest sens în mai multe masive (Rodna, Bucegi, Parâng şi Retezat), dar analiza de bază s-a realizat pe un areal cheie – văile Capra, Bâlea şi Doamnei din Munții Făgăraş (fig. 68). Aici s-a putut demonstra că aşa-zisele văi îmbucate (cele würmiene mai înguste, în cele rissiene mai largi şi suspendate) nu există. Umerii de deasupra văilor glaciare (care ar reprezenta resturile văilor rissiene) sunt în realitate umeri periglaciari, formați tot în würm prin retragerea versanților de deasupra limbii glaciare sub presiunea puternică a dezagregărilor foarte active. Faptul poate fi observat cu uşurință pe văile Capra, Bâlea, Lăița ş.a. unde, refăcând profilul transversal al limbii glaciare, se poate deduce retragerea versanților de deasupra sa, abrupți şi dezgoliți, şi dezagregarea care şi azi este uneori foarte puternică. Desigur, această retragere era variată, după expunere şi rocă, de unde şi umerii, sau pedimentarea de la baza versantului, sunt mai lați sau înguşti. Astfel de situații se observă la orice ghețar actual din Alpi, sau din alți munți.

Cât priveşte poziționarea altitudinală a morenelor, ca argument pentru două glaciațiuni, ea nu poate fi luată în considerare din câteva motive. Astfel, observațiile făcute în ultimii circa 150 de ani pe diferiți ghețari actuali indică fluctuații foarte mari în privința locului de topire a frunții ghețarului şi a depunerii de morene. De exemplu, ghețarul Sille din Alpi s-a retras, între 1830 şi 1961, cu 1280 m, iar ca altitudine a urcat cu 220 m, între 2680-2900 m (după *R. Viviani*). În afara acestor fluctuații de scurtă durată să amintim că pe timp îndelungat ghețarul are o înaintare în anaglaciar şi o retragere în cataglaciar, ambele sacadate; în plus, würmul a avut 2-3 stadiale, când locul de depunere al morenelor înainta şi se retrăgea foarte mult. La Carpați se mai pune o problemă: nici o limbă glaciară nu cobora până într-o depresiune, unde morenele depuse în diferite faze să se păstreze în mod separat; ca urmare, resturile de morene din Carpați nu pot fi indicatoare a două mari glaciațiuni distincte.

Circurile suspendate, considerate de unii autori ca fiind formate într-o glaciațiune aparte (*Sârcu*, 1978), s-au dovedit a fi de aceeaşi vârstă cu văile glaciare de sub ele. Analiza s-a făcut pentru cele 9 circuri suspendate, aliniate pe stânga văii glaciare Capra din Făgăraş (*Gr. Posea*, 1981). Între altele au fost relevate două aspecte. Primul, fundul acestor circuri se aliniază, cu mici fluctuații, la 2040 m, iar pereții urcă spre creastă până la 2200 m. Către nord aliniamentul este uşor mai coborât, semn că limita zăpezilor veşnice se afla, în sudul crestei Făgăraşului, la 2000-2040 m, iar în nord, la circa 1900 m. În plus, profilul longitudinal al văii glaciare Capra urcă la obârşie (unde nu are un circ tipic, fiind o vale-circ) până la capătul nordic al aliniamentului circurilor suspendate, evidențiind un început şi o evoluție în comun. Al doilea aspect, care denotă funcționarea în acelaşi timp a circurilor suspendate şi a văii glaciare Capra, îl constituie existența, la aproape fiecare circ suspendat, a unor începuturi de văi glaciare, cu urme de şlefuire. Noi le-am numit văiugi glaciare (1981); ele coboară până la umerii glaciari ai văii glaciare a Caprei şi nu până la fundul său. Aceasta înseamnă că gheața lor deborda, ca oricare limbă de gheață laterală, deasupra limbii glaciare principale de atunci; ghețarii de circ şi micile lor limbi glaciare existau deci în acelaşi timp şi nu reprezintă glaciațiuni separate. De altfel, Atlasul ghețarilor din Scandinavia (Atlas over breer. Oslo, Stockholm, 1969-1973, coordonator Ostrem) evidențiază clar evoluția actuală sincronă şi conjugată a ghețarilor de circ suspendați cu cei de vale (informație *I. Ichim*).

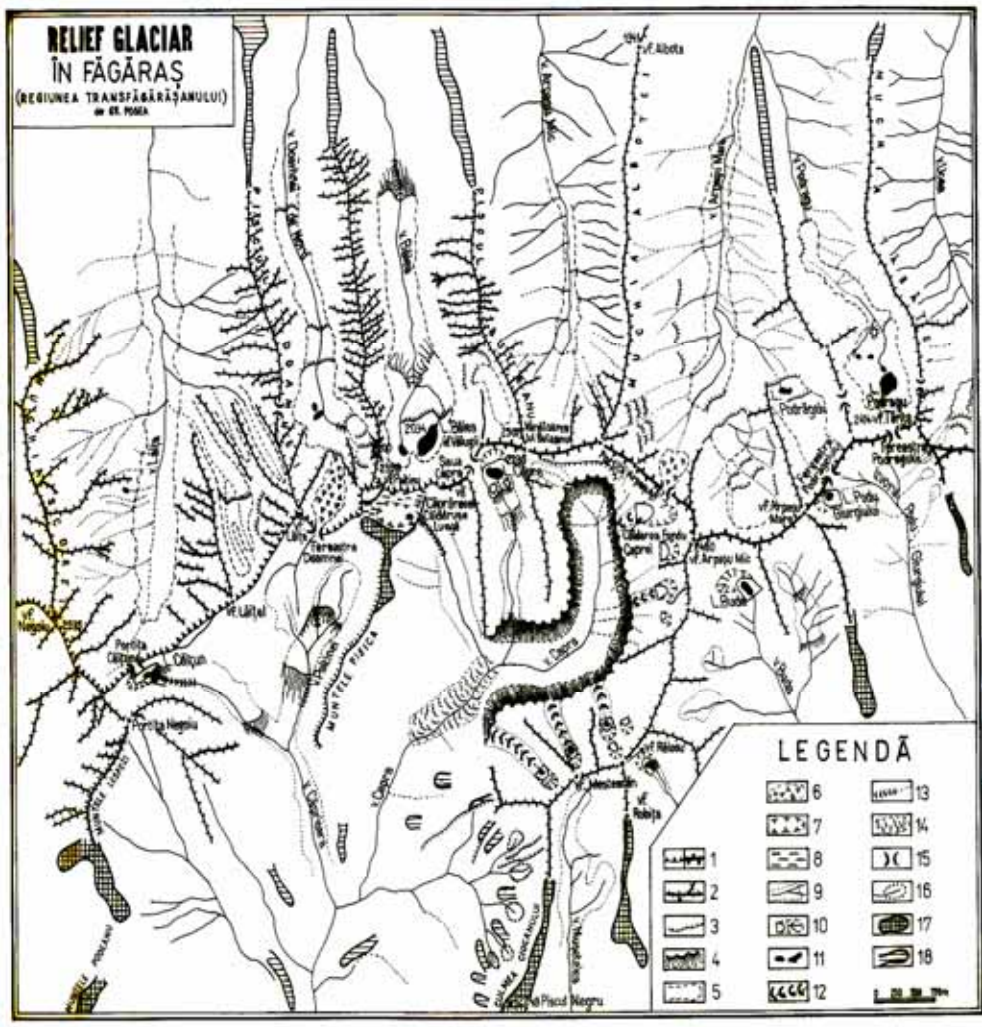


Fig. 68 – **Relief glaciar în Munții Făgăraș**: 1) creasta principală a Făgărașului (a. abrupt glaciar asimetric; b. creastă glaciară simetrică); 2) creste glaciare secundare; 3) abrupturi structurale, de dezagregare, de eroziune, praguri glaciare; 4) umeri periglaciari și pereții văii glaciare a Caprei; 5) văi glaciare și circuri glaciare de obârșie (la văile glaciare s-a delimitat mai ales fundul acestora); 6) căldări glaciare pietroase situate la obârșia văii glaciare; 7) vale glaciară suspendată provenită din ghețari de platou; 8) ghețari de platou; 9) văi incipiente glaciare sau circuri glaciare incipiente; 10) circuri suspendate; 11) lacuri în circuri glaciare; 12) limbi glaciare temporare ale circurilor suspendate; 13) cascade pe praguri glaciare sau structurale; 14) morena glaciară; 15) șa glaciară (portiță, fereastră); 16) bazine torențiale la nivelul circurilor suspendate; 17) urmele pediplenei carpatice; 18) urmele suprafețelor carpatice medii și umeri ai nivelelor de vale (după Gr. Posea)

În fine, argumentul lui *E. Pop* (1945), a două glaciațiuni, riss şi würm, bazat pe analizele de polen de la Avrig, a fost infirmat de autorul însuşi (1971). Reluând analiza probelor pe bază de C^{14}, în 1970, a rezultat vârsta de 27.000 ani, adică interstadialul würm II-III, sau Paudorf. În acel timp, în jurul Avrigului domina mai mult pădurea şi nu antespeta (p. 197). După *N. Popescu* (1981, 1990) turbăria respectivă se află la baza pietrişurilor ce aparțin glacisului-terasă mediu de vârstă würm II-III şi würm III, echivalent cu terasa de 18-20 m a Oltului; deci glacisurile-terase din Depresiunea Făgăraş, echivalentele fazelor sau stadialelor glaciare din munte, sunt toate würmiene.

O mențiune în plus este aceea că, studii mai recente de polen (*M. Cârciumaru*, 1980), sau cu caracter multidisciplinar, au dovedit că cea mai riguroasă glaciațiune de la noi a fost würmul. Notăm de asemenea studiile lui *I. Ichim* (1980, 1981) care, citând o serie de autori (*Millamin, Degens, Hecky* ş.a.), arată că nivelul Mării Negre în ultima parte a würmului (circa 17.000 de ani) era cu 130 m mai jos ca cel actual, iar cel al Oceanului cu circa 150 m. În consecință, clima era mai continentală, căci bună parte din platforma actuală a mării era o câmpie de tundră, iar etajele climatice coborâseră enorm de mult, periodic întregul teritoriu al României avea pergelisol.

Concluzia care se poate desprinde este aceea că în Carpați s-a făcut simțită, sub aspect glaciar (şi nu ca periglaciar), numai glaciațiunea würm. Se pune întrebarea de ce nu a existat şi o glaciațiune riss, când calota nord-europeană ajungea până lângă Tatra ? Motivul nu putea fi decât altitudinea mai joasă decât azi a Carpaților, ei ridicându-se relativ mult ulterior, în interglaciarul riss- würm, respectiv în faza pasadenă.

Care era totuşi **limita zăpezilor persistente** ? Metodele de apreciere sunt diferite. Amintim numai succint că *Emm. de Martonne* (1907) aprecia limita la 2100 m, *Gh. Niculescu* şi colab. (1960) la 1850-1900 m, noi am găsit indicii pentru 1900-2040 m în Munții Făgăraş (1981) etc. Trebuie precizat însă următoarele: în Rodna (nord) limita era sigur mai joasă, de aceea începuturi de circuri apar şi în Munții Maramureşului; de asemenea, limita este mai ridicată pe fațada sudică a munților înalți; în fine, versanții fiecărui masiv puteau impune condiții locale specifice pentru coborârea sau ridicarea limitei zăpezilor persistente, cum ar fi de exemplu asimetriile reliefului în profil nord-sud. De aceea studiile pe masive, cu metode comparabile, sunt necesare.

Dar, limita discutată mai sus se referă la un maximum glaciar când circurile şi limbile glaciare au coborât cel mai jos. Este dovedit însă azi că würmul a avut oscilații climatice importante, admițându-se în general trei stadiale glaciare (WI-III) şi două interstadiale. De fiecare dată, dar mai ales la începutul şi sfârşitul würmului, se manifestau câte o fază anaglaciară, de creştere treptată a răcirii climei, şi una cataglaciară, de încălzire uneori bruscă şi cu variații importante de umiditate. Fiecare dintre acestea coborau sau ridicau până la dispariție limita zăpezilor persistente, impunând totodată procese geomorfologice diferite de cele anterioare.

Începutul glaciarului würm (anaglaciarul) s-a făcut prin apariția unor circuri suspendate situate în pozițiile locale cele mai favorabile persistenței gheții, cu precădere pe clina nordică a masivelor şi în bazinete de obârşie ale văilor preexistente. În acest timp etajele climatice coboară, râurile au debite tot mai mici deoarece o bună parte din precipitații sunt blocate în firn şi gheață, dar în anotimpul estival existau creşteri de nivel. Procesele periglaciare se intensifică, cu precădere pe anumite expuneri şi pe rocile gelive. La maximum glaciar circurile se lărgesc, impun şi văi glaciare, mai întâi spre nord, apoi şi către sud şi totodată apar noi circuri suspendate. În majoritatea masivelor afectate de glaciațiune se produc diferențieri importante între versanții nordici şi cei sudici (fig. 69).

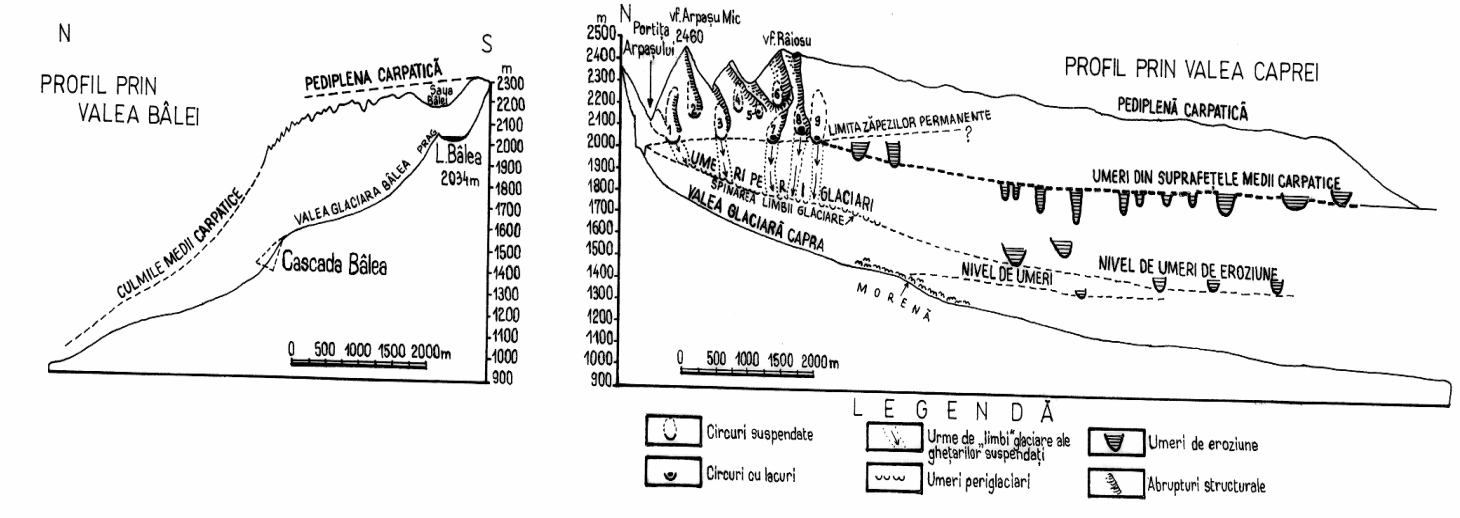


Fig. 69 – Profile longitudinale pe Văile Bâlei şi Caprei din Munţii Făgăraşului (după Gr. Posea)

Primii sunt obişnuit mai abrupţi, iar orientarea lor le impune mai mulţi gheţari. Volumul de gheaţă format de această parte este mai mare, dar panta locurilor le imprimă o evacuare mai rapidă a gheţii; de asemenea, versanţii de deasupra limbilor glaciare suportă dezagregări mai puternice şi retrageri până la formarea de custuri, ca în Făgăraş. Versanţii sudici prezintă înclinări mai line şi uneori foarte prelungi, cu văi principale importante, mai adânci şi cu profile longitudinale aproape de echilibru; pe anumite sectoare sunt şi destul de umbrite. Aici, gheţarii erau şi mai diversificaţi, dar cei de pe văile principale s-au lungit mai mult, deoarece viteza de deplasare era mult mai mică, limbile se îngroşau mai mult, depunând şi morene care s-au păstrat relativ mai bine, dar la altitudini variate şi în general mai joase.

În cataglaciar gheţarii de vale încep să se retragă, până la dispariţie, deoarece clima se încălzeşte treptat. Etajele morfoclimatice se ridică. Râurile au, cel puţin periodic, apă mai multă şi la început cărau o cantitate mare de aluviuni, cu precădere pe versanţii nordici, depunându-se de exemplu în depresiuni ca Făgăraş sau Haţeg ş.a. Desigur, asemenea aluviuni „glaciare" erau depuse şi anterior, dar în cantităţi se pare mai mici.

Studiile de până acum, dar făcute în arealele periglaciare, admit trei stadiale würm. Nu a fost încă precizat rolul şi mărimea fiecăruia şi modul lor de suprapunere în cadrul formelor glaciare păstrate. Se pare că ultimul stadial ar fi fost cel mai aspru (există păreri şi pentru primul). Oricum, un fapt apare ca sigur, că würmul a avut stadiale, imprimate cu precădere în formaţiunile periglaciare de acumulare, iar formele glaciare păstrate în Carpaţi aparţin numai würmului, dar rezultatele oscilaţiilor sale în cadrul acestora rămân de descifrat.

Capitolul XVII

RELIEFUL PERIGLACIAR

Mediul periglaciar şi procesele. Periglaciarul reprezintă în primul rând un mediu care determină o modelare specifică a reliefului. Această modelare formează un sistem morfoclimatic, respectiv un „sistem de modelare tipic periglaciar" (Posea 1962, p. 229), în care se remarcă în prim plan o serie de *procese* şi nu un anume agent morfogenetic. Climatul care impune acest morfosistem are o temperatură medie anuală de 0°C şi sub aceasta, ceea ce determină, gradat, lipsă de vegetaţie, o vegetaţie de tundră şi silvotundră, până la stepă rece. Trei sunt procesele specifice care acţionează în sistemul periglaciar: *îngheţ-dezgheţul, nivaţia* şi *eolizaţia* (ultimele două având şi câte un agent – zăpada şi vântul). De bază însă rămâne îngheţ-dezgheţul apei din roci şi din formaţiunile superficiale, care produce înainte de toate dezagregări; produsele fine vor fi preluate de vânt şi depuse spre periferia zonei periglaciare, ca nisipuri sau loess. Apare astfel, un alt specific – *depozitele periglaciare*.

La procesele de mai sus se adaugă, oarecum complementar, şi în forme de asemenea specifice zonei, şi *procese gravitaţionale*, cum sunt: prăbuşiri, solifluxiuni, alunecări masive, tasare şi sufoziune, precum şi *nivoşiroirea* şi *nivodenudarea* pe pantele relativ reduse. Totodată, îngheţ-dezgheţul în sol şi în depozitele superficiale, inclusiv în rocile moi, creează *structuri periglaciare* de tipul involuţiilor şi penelor de gheaţă, iar în spaţiul mai „geros", *pergelisolul* şi *molisolul*.

Mediul periglaciar şi efectele sale în relief prezintă însă o importantă *variaţie regională şi pe etaje* în funcţie de: distanţa faţă de limita zăpezilor persistente din Carpaţi, faţă de calota glaciară din NE care uneori avansa pe Nipru şi Don, de pantă, de treptele de relief, de natura rocilor şi structura geologică. De aceea, se impune şi o *urmărire regională* a periglaciarului.

Mediul de tip periglaciar se găseşte azi în România numai în *etajul alpin*, din Carpaţi, dar ca fenomene particulare (dezagregări prin îngheţ-dezgheţ, marghile ş.a.) poate coborî local mult mai jos, ca de exemplu în unele depresiuni cu inversiuni de temperaturi (Gheorgheni, Ciuc, Maramureş, Braşov ş.a.), sau pe defilee şi chei (Jiu, Olt, Cheile Turzii ş.a.), unde versanţii formaţi din roci dure sunt relativ golaşi. În schimb, în timpul glaciaţiunilor din pleistocen, teritoriul României a fost afectat diferenţiat, dar total, cel puţin în unele faze sau stadiale glaciare, ca de exemplu în würm. Ca o dovadă, solurile noastre actuale sunt formate aproape exclusiv pe depozite periglaciare.

Cât priveşte *periglaciarul pleistocen*, s-a manifestat pe tot teritoriul ţării şi în toate fazele glaciare cuaternare. Totuşi, formele, depozitele şi structurile mai vechi decât ultimul glaciar (würm) au fost în cea mai mare parte îndepărtate de eroziunea interglaciară sau chiar de noile periglaciare. Se păstrează în schimb bine, pe toate unităţile de relief, cele din würm, putându-se documenta şi cele trei stadiale ale sale, deocamdată nu şi diferenţele dintre ele.

Istoricul cercetării. Am amintit mai sus specificul periglaciarului ca mediu morfogenetic şi ca sistem morfoclimatic pentru a arăta că formele, depozitele şi structurile specifice acestuia au fost observate încă de la sfârşitul secolului XIX şi începutul sec. XX. Sunt de citat: *Emm. de Martonne* (1899, 1900, 1907), *Th. Kräutner* (1929), *G. Vâlsan* (1910, ondulări în stratele de nisipuri de lângă Colentina), iar ceva mai târziu (1933) *C. Brătescu* (profilele de loessuri şi soluri fosile la ţărmul Mării Negre) etc. Aceste observaţii erau însă izolate şi neîncadrate unui sistem special morfogenetic. Un avânt puternic şi brusc al studiului acestor forme, privite în cadrul unui sistem morfogenetic, a avut loc numai după 1955, când profesorul polonez *A. Jahn*, specializat în periglaciar, a făcut o vizită în România (la invitaţia prof. T. Morariu) şi a ţinut o serie de conferinţe pe acest subiect, la Cluj şi Bucureşti. În scurt timp au apărut numeroase articole pe probleme de periglaciar actual sau pleistocen. Amintim câţiva autori pentru acest început fructuos: *P. Coteţ* (1955, 1960), *V. Mihăilescu* (1957), *Gr. Posea* (1958, 1962), *Valeria Velcea* (1958, 1961), *T. Morariu* (1959, 1960), *I. Berindei* (1960, 1971), *E. Nedelcu* (1960), *Gh. Niculescu* şi *E. Nedelcu* (1961) ş.a. La fel de repede au apărut şi generalizări sau sinteze inclusiv la nivel de ţară: *V. Mihăilescu* şi *T. Morariu* (1957), *T. Morariu* (1959), *T. Morariu, V. Mihăilescu, S. Dragomirescu, Gr. Posea* (1960)[1], *Gr. Posea* (1962), *Gr. Posea*, *N. Popescu* şi *M. Ielenicz* (1969, 1974), *I. Ichim* (1973, 1981) ş.a.

Forme, depozite, structuri

Uneori este greu să faci deosebire între forme, depozite şi structuri, mai ales între unele depozite şi forme de relief. Totuşi clasificarea de mai sus rămâne de bază, la ea putându-se adăuga şi altele cum ar fi: periglaciar pe roci dure (şi gelive) şi pe roci moi; periglaciar de versant şi cel de pe suprafeţe cvasiorizontale; periglaciar de munte, de depresiune, de dealuri şi podişuri şi de câmpii etc.

Formele periglaciare cele mai tipice au apărut, la noi, în etajul periglaciar detritic, datorită proceselor de dezagregare, eolizaţie şi nivaţie.

- *Prin dezagregarea* criogenă rezultă forme zise reziduale şi acumulări de grohotişuri. Ele se formează azi în etajul alpin, iar în trecut coborau cu peste 1000 m.

Ca forme reziduale pot fi nominalizate: *creste*, formate pe roci dure, cu diferite forme, cum sunt custurile şi crestele de cocoş; apoi *vârfuri piramidale* (fig. 69 b), *măguri* (Munţii Lăpuşului, Detunatele etc.), *ace* (acul Cleopatrei din Făgăraş), *colţi* (Colţii Morarului din Bucegi), *babe*, *sfincşi* (fig. 69 c, Bucegi), *tigăi* (Ciucaş), *antropoforme*[2] (Apostolii, baba Dochia, Moşul, din Căliman şi Ceahlău), *coloane* (Ciucaş), *tors-uri* (Igniş, Măcin). O categorie aparte de forme realizate prin dezagregări sunt *treptele şi suprafeţele de altiplanaţie.* Acestea au fost observate la altitudini de 1200-1400 m şi până spre limita zăpezilor permanente würmiene, cu precădere în munţii Căliman, Ciucaş, Rodna, Igniş ş.a. În multe cazuri ele se dezvoltă bine pe structuri cvasiorizontale şi pot atinge stadiul de suprafeţe atunci când se declanşează de la marginea interfluviilor mai plate. Sub acest nivel se găsesc mai ales umeri (goletz), iar pe aceştia, ca şi pe suprafeţe rămân martori de tip tors, turnuri, îngrămădiri de pietre şi pietre oscilante (fig. 70 şi 71).

Acumulările de grohotişuri formează *conuri de grohotiş şi glacisuri de grohotiş* semnalate des în munţii înalţi, dar şi la baza unor abrupturi structurale mult mai joase, cum ar fi pe falia nordică a masivului Preluca, sub abruptul conglomeratic nordic al Culmii Breaza-Vima, sau sub abruptul Măcinului. În aceste ultime locuri glacisurile rezultă şi prin nivodenudare.

---

[1] *Le stade actuel des recherches sur le pèriglaciaire de la R.P. Roumaine*, Recueil d'études géographiques. Editura Academiei R.P.R., 1960.

[2] La ultimele patru tipuri de forme se adaugă şi şlefuirea prin eolizaţie.

Fig. 69 b – Vârf piramidal în Făgăraş (foto Brumărescu)

Fig. 69 c – Sfinxul din Carpaţi – simbol geografic al României (foto Brumărescu)

Fig. 70 – Tors periglaciar în Masivul Igniş (foto Posea)

Fig. 71 – Stâncă oscilantă periglaciară pe marginea platoului Izvoarele din Masivul Igniş (foto Posea)

Pe suprafeţe plane apar *mări de pietre* şi, în condiţii speciale de relief (în Retezat, Parâng ş.a.), se formează şi *gheţari de pietre*, pe alocuri păstraţi şi în actual[3]. Aceşti „gheţari" apăreau până la 1000 m (de exemplu în Rodna), iar pe la 1200-1400 m formau chiar gheţari de pietre de vale (*I. Ichim*, 1981). Se pare că şi sub îngrămădirea enormă de prisme-grohotiş de sub Detunata a existat un gheţar de pietre.

- *Categoria formelor nivale* include *culoare de avalanşe, potcoave* (morene) *nivale*, *scochine* sau *nişe nivale*, *semipâlnii nivale*, *excavaţiuni lacustre* şi *glacisuri* de nivoşiroire şi nivodenudaţie.

Scochinele sau nişele se formează pe suprafeţe adăpostite, relativ netede, cu acumulări groase de zăpadă şi unde acţionează în plus sufoziunea şi tasarea în pătura de alterări-dezagregări de sub zăpadă. Sunt cunoscute cele de sub creasta Ţibleşului, din Gutin, dar apar frecvent mai ales în Meridionali. O semipâlnie nivală tipică a fost semnalată în Ţibleş, care la bază, pe la 1600 m, are şi un început de vale în formă de U; pe ea se produc azi avalanşe. Au mai fost dezvoltate şi pe faţada înaltă prahoveană a culmii Baiu-Neamţu etc.

[3] Vezi de ex., P. Urdea (1993), *Rock Glaciers and Periglacial Phenomen in the Southern Carpathians*, în *Permafrost and Periglacial Processes*, vol. 3.

Excavaţiile lacustre se formau pe locuri puţin înclinate situate sub abrupturi importante, ca de exemplu sub culmea Gutin la circa 1100 m (spre Baia Mare), sub abruptul măgurei Şatra (Lăpuş), sub abruptul vârfului Siriu ş.a.; altitudinile acestora oscilează între 720-760 m (sub Şatra) şi 1000-1300 m în alte părţi. Excavaţiile, care s-au umplut ulterior cu apă, au apărut mai ales în două moduri: fie în golul dintre două conuri de grohotiş, ocupat un timp de zăpadă persistentă, fie în spatele unor acumulări de grohotiş ce alunecau pe un tăpşan de zăpadă în stadiu de firn; acest tăpşan, lipit de poala abruptului, obliga grohotişul desprins din versant să înceapă depunerea la oarecare distanţă de aceasta; o dată cu încălzirea climei, tăpşanul de firn se topea şi rămânea în loc o excavaţiune. Lacurile respective sunt în prezent parţial sau total colmatate, iar unele s-au umplut cu turbă, care uneori saltă ca o cupolă peste fostul nivel al apei. Există şi o a treia generaţie a chiuvetelor lacustre, dar acestea erau de dimensiuni mai reduse; este vorba de dezgheţuri de vară neuniforme ale pergelisolului, pe unele suprafeţe.

Glacisurile de nivoşiroire şi denudare apar şi ca poale înguste de deluvii, sub frunţile de terase, obişnuit în depresiuni.

- *În rocile moi* sau pe ele, inclusiv în pătura de alterări, erau specifice *solifluxiuni*, *alunecări masive*, *blocuri glisante*, *marghile*, *brazde şi poteci de vite, versanţi în echilibru înaintat*.

Fig. 72 – Grohotişuri vechi puse recent în mişcare lângă barajul Râul Mare

Solifluxiunile au fost deduse din existenţa unor lentile, lungi de până la 10-40 m, păstrate în terase, conuri de dejecţie şi piemonturi, cu precădere în Carpaţii flişului sau în Transilvania. Tot în aceste locuri, unii autori sunt de părere că, la dezgheţurile de vară din würm sau imediat în postwürm, s-au produs şi mari alunecări de teren, de tip valuri şi glimei, favorizate de un climat mai umed. Au fost indicate asemenea situaţii în Câmpia Transilvaniei, Podişul Târnavelor, pe valea montană a Buzăului, dar şi în Carpaţii Orientali şi Podişul Moldovei.

Blocuri glisante în stare funcţională, pe un sol sau pat argilos, se găsesc de exemplu pe Muntele Mic, la circa 1800 m. Au fost semnalate, dar mai rare, şi în alte masive. În pleistocen însă coborau mult mai jos, exemplu blocurile de pe latura de NE a Depresiunii Domaşnea, împlantate şi fixate azi într-un material argilos, inclusiv pe foste solifluxiuni sau alunecări, la circa 650-700 m (*I. Scheuşan*).

Marghilele, ca şi brazdele de versant şi potecile de vite aparţin periglaciarului actual, cele vechi neputându-se păstra.

Cât priveşte versanţii în echilibru avansat, ei s-au modelat puternic în periglaciarul würm, pe roci moi, începând cu alunecări intense (care au redus mult panta uneori până

în cumpăna de apă), iar apoi prin solifluxiuni, nivoşiroire şi denudare. Un exemplu îl prezintă anumite sectoare de pe dreapta Târnavei Mari, dar şi multe altele din Transilvania.

Depozitele periglaciare au o răspândire mult mai largă, de la *grohotişurile* din etajul montan crionival până la *loessurile* care acopăr Dobrogea, Câmpia Română ş.a., sau *nisipurile eoliene* din Oltenia şi fâşiile din Bărăgan etc. Importanţa acestor depozite este covârşitoare, pe ele formându-se solurile actuale. În afara celor citate mai pot fi amintite şi unele *argile gălbui-roşcate*, *pături de alterare*, *grèses litées-uri, depozite eluviale* şi *trene deluvio-coluviale*.

Grohotişurile apar în toate masivele montane unde există roci dure şi coboară, cele vechi, din arealul alpin până la altitudini de 600-700 m, uneori şi mai jos, ca în Munţii Măcin. Dezvoltarea maximă însă pare să fi fost până la 850-900 m în sud şi 700 m în nord. Cele actuale, se suprapun în mare etajului alpin, dominant peste fostul etaj glaciar din würm. Excepţional însă coboară şi mai jos, desprinse de pe pereţii montani golaşi. Grohotişurile vechi sunt obişnuit fosilizate de sol şi pădure. Uneori se suprapun două straturi despărţite de un început de sol fosil, ca în Şatra (Lăpuş) sau Gutin. Sub formă de depozite, grohotişurile sunt foarte diferite ca mărime, formă şi dispunere. Şisturile cristaline, unele andezite şi unele gresii dau blocuri foarte mari. Citǎm un caz aparte situat la altitudini foarte joase (570-650 m), anume blocurile enorme de gresie de lângă albia Dâmboviţei la Cetăţeni, pentru care uneori se poate deduce şi locul de unde s-au desprins. Situaţii similare se observă de exemplu pe defileul Lăpuşului din masivul Preluca, în alte defilee, sub Detunata etc. Alteori apar grohotişuri mai mici cubice şi chiar sub formă de lespezi (gresiile coapte de pe vârful Ţibleş, sau lespezile abundente şi golaşe de pe versantul muntelui Grohot din apropiere de Ţibleş). Depozitele de grohotişuri de pe pantele mai importante s-au acumulat pe văiugi; acestea, atunci când sunt despădurite, se pot pune în mişcare, cu urmări grave, ca cele produse lângă barajul Râului Mare (fig. 72), pe unele locuri de lângă drumul de la Voineasa, sau deasupra şoselei din dreptul Porţilor de Fier în timpul construirii barajului.

Loessurile şi loessoidele sunt de asemenea foarte răspândite, ocupând în schimb arealele joase şi relativ orizontale. Loessuri eoliene tipice sunt numai în Dobrogea (cu deosebire în sud şi parţial în centru), în Câmpia Română, pe alocuri şi în cea de Vest şi în Podişul Moldovei. În rest există mai ales loessoide sau lehmuri, de origine deluvial-locală, unde dezagregarea rocilor din regiune, precum şi nivoşiroirea au jucat un rol important. Aceste ultime depuneri urcă şi în podişuri, sau pe terasele din dealuri şi munte, uneori până la 700-900 m. Oarecum similare sunt şi unele *argile gălbui-roşcate*, având şi cuiburi de mici concreţiuni fero-manganoase, precum şi nisipuri. Argilele cu concreţiuni domină Dealurile de Vest, dar au fost semnalate şi în Lăpuş (Depresiunea Copalnic), iar sub o anume formă şi în Dobrogea. Au fost explicate, fie ca praf eolian depus în regim de pădure (concomitent cu loessul din stepe), fie prin remaniere deluvio-proluvială (dintr-o argilă primară), fie pe calea alterării de tip lateritic a unor argile pannoniene, ca şi prin remaniere periglaciară a unei scoarţe vechi de alterare din munte, sau chiar ca loess vechi transformat total pe calea pedogenezei (în Dobrogea).

Păturile de alterare periglaciară erau specifice suprafeţelor cu pante foarte reduse formate din şisturi cristaline sau platouri vulcanice, ca în Masivul Preluca şi Masivul Igniş. În asemenea condiţii, lipsite de posibilităţi de evacuare a dezagregărilor în loc, fărâmiţarea avansa până la formarea de alterări inclusiv. Unde vânturile erau puternice nu se ajungea la alterări şi la păstrarea lor.

Grèses litée-urile sunt depozite stratificate ritmic şi monoclin la baza unor pante, rezultate din dezagregări relativ fine de versant. Nu rezistă mult în această stare, dar au fost semnalate de exemplu în bazinul Bistriţei (*I. Donisă*, 1968).

Eluviile periglaciare sunt în general actuale, cele vechi nu se păstrează, şi apar în Rodna, Ţibleş, Gutin, Obcinele Bucovinei, Bucegi etc. *Trenele deluvio-coluviale* reprezintă practic începuturi de glacisuri, pe care deplasarea materialelor fine de pantă este impulsionată mult de îngheţ-dezgheţ, de solifluxiuni.

Structurile periglaciare rezultă din deranjarea structurii iniţiale a depozitelor şi sedimentelor superficiale prin îngheţ şi dezgheţ. Sunt propice acestui fenomen suprapunerile de strate subţiri cu comportament diferit faţă de apă, cum sunt solurile fosile şi loessurile, pietrişurile, nisipurile şi argilele din terase, din piemonturi sau din conurile de dejecţie ş.a. Un rol aparte îl joacă şi adâncimea pătrunderii îngheţului, existenţa pergelisolului şi dezgheţul neuniform al solului sau al depozitului de suprafaţă.

Au fost semnalate următoarele categorii de structuri:

– *ondulări* sau involuţii şi plicaţii (în depresiunile Gheorgheni, Ciuc, Maramureş, Braşov, chiar şi în Transilvania, Moldova, în Carpaţi etc.), care presupun menţinerea unui îngheţ superficial cel puţin bianual;

– *pungi periglaciare* rezultate prin înrădăcinarea orizontului superior în cel inferior, ca cele ale orizonturilor de sol în loess; sau a pietrişurilor de terase în strate inferioare lor etc.; acestea apar îndeosebi pe permafrost discontinuu, pe locuri cu sufoziuni cauzate de dezgheţul inegal al molisolului; au fost semnalate inclusiv în Dobrogea;

– *lentile solifluidale* păstrate în terase şi în alte structuri similare;

– *dispersia haotică a unor pietrişuri de terase* pare a fi de asemenea un fenomen periglaciar;

– *penele de gheaţă* presupun un climat cu o medie pe mai mulţi ani de la – 4 la – 6°C, dar nu obligatoriu şi existenţa unui pergelisol. Au fost semnalate mai ales în depresiunile intramontane cu mari inversiuni de temperatură, dar şi în podişuri, chiar în Dobrogea, dar aproape peste tot nu prea tipice;

– structuri de *soluri poligonale* au fost indicate tot în Dobrogea (*Ana Conea*, 1970) precum şi *franjuri periglaciare* în faleza Mării Negre. Acestea din urmă însă, noi le-am observat ca formându-se mai ales în prezent, prin umplerea unor crăpături de uscăciune, verticale şi dese, cu praf cărat de vânt sau materiale transportate la prima ploaie.

Tot ca o structură veche periglaciară trebuie amintit şi *pergelisolul*, a cărei existenţă, până la malul mării, a fost dovedită mai mult indirect şi pe perioade nu prea lungi. De altfel, majoritatea tipurilor de structuri amintite, cu excepţia alternanţelor de loessuri şi soluri fosile, sunt puţin tipice sau au fost în mare parte distruse de eroziune sau de alte procese ulterioare.

Regiuni şi etaje periglaciare au fost conturate de la primele cercetări sistematice ale acestor forme, depozite şi structuri. Amintim, ca un prim început, etajarea făcută de noi (1962) în arealul munţilor Vulcanicii Nordici, prin completarea studiului publicat în 1958. Astfel, în lucrarea *Ţara Lăpuşului* (1962) periglaciarul a fost grupat în montan şi depresionar. Prima grupă include formele şi depozitele din munte, de la Ţibleş la Igniş, iar a doua pe cele din depresiunile Copalnic-Lăpuş. În legătură cu a doua grupă arătam că „periglaciarul capătă alte aspecte. Formele de aici pot fi observate pe piemonturi, terase, în aspectul actual al unor pante şi pe unele interfluvii argilo-marnoase" (1962, p. 225). În continuare, s-a realizat „o zonare", cu sens de etajare (p. 227-228), motivată orografic şi climatic. Zonele conturate erau: a) periglaciaro-nivală (peste 1600 m), b) periglaciarul propriu-zis (700-1600 m), c) periglaciarul de contact (contactul dintre masivele montane şi unităţile coborâte – aproximativ la 600-700 m, dar uneori şi la 400 m, sub Dealul Vima) şi d) zona subperiglaciară. În 1969[4] am extins zonarea şi sinteza la nivel de ţară, împreună cu doi colegi, *N. Popescu* şi *M. Ielenicz*, formă care a fost adoptată şi în

[4] *La carte des unités périglaciaires de la Roumanie*, „Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica", Krakow, 1969.

„Relieful României" (1974). În materialul de față renunțăm la formula „provincie" în favoarea celei de regiune, pentru a ne încadra în taxonomia fizico-geografică. Mai există însă un motiv important: Carpații, ca relief montan, formează singuri o regiune cu un specific impus de altitudine, respectiv cu etaje, în timp ce regiunile joase vecine prezintă influențe climatice zonale din exterior, dar regionalizate în interiorul şi în exteriorul cercului muntos.

Regiunile periglaciare sunt următoarele: Carpații (cu specific montan), Transilvania, Nord-estică (Moldova nordică şi centrală), Sudică (Dobrogea, Câmpia Română , Moldova de sud, Podişul Getic şi poala Subcarpaților), Vestică (Dealurile şi Câmpia de Vest).

Regiunea Carpato-subcarpatică

Procesele principale erau: gelifracția, nivația, eolizația, crioturbația şi torențialitatea în anotimpul cald. Intensitatea şi rezultatele acestor procese diferențiază patru etaje.

Etajul criogen supraglaciar afecta crestele şi vârfurile rămase deasupra ghețarilor şi a firnului. Aici se formau vârfuri piramidale, custuri (carlinguri), unele trepte de altiplanație şi grohotişuri la baza acestora, preluate în timp de ghețari şi transformate în morene. O răspândire mare a acestor forme exista în munții Rodnei, Bucegi, Făgăraş, Parâng şi Retezat.

Etajul glaciar, situat la peste 1800-1900 m, asocia şi procese periglaciare. Este vorba de dezagregările care afectau pereții circurilor şi văilor glaciare, dar şi procesele periglaciare care s-au impus aici imediat înainte de instalarea ghețarilor şi în perioada de topire, când se creau nişe şi pâlnii nivale, umeri şi trepte de altiplanație. Pe interfluviile relativ plate se formau pături de dezagregare. În prezent, la aceste altitudini s-au observat şi pavaje de lespezi, de exemplu, aproape de vf. Vlădeasa.

Etajul periglaciar detritic se dezvolta sub limita zăpezilor veşnice şi până la 700 m, uneori şi mai jos, în funcție de rocă, pantă şi expunere. Erau foarte active procesele criogene şi nivale. Se pot deosebi două subetaje.

- *Subetajul nivocriogen* (1500-1900 m) era continuu în Carpații Meridionali şi insular în ceilalți, cu excepția munților Căliman-Rodna-Maramureş unde apărea unitar. Subetajul se evidenția bine şi în acei munți care se apropiau sau atingeau, ca înălțime, limita zăpezilor veşnice dar nu aveau ghețari, ca: Țibleş, Rarău-Giumalău, Ceahlău, Ciucaş, Baiu-Neamțu, Bihor, Vlădeasa şi chiar Semenic. De asemenea, afecta larg munții cu ghețari mici sau incipienți, precum: Maramureş, Căliman, Bucegi, Cindrel, Căpățânii, ş.a. Aici se formau circuri nivale, semipâlnii şi nişe nivale, culoare de avalanşe, vârfuri şi creste reziduale, trepte de altiplanație, grohotişuri importante, pături de dezagregare şi de alterare şi solifluxiuni.
- *Subetajul crionival*, dominat de gelifracție, se contura între 700 şi 1500 m. Urca însă pe versanții abrupți fără zăpadă până la 1700-1800 m şi cobora pe astfel de abrupturi spre 550 m. Pentru prima categorie se poate cita Piatra Craiului, iar pentru a doua abrupturile din Preluca, şi alte masive joase sau dealuri ca Istrița. Grohotişurile erau aici mai mărunte, mai dispersate pe pante, cumulate în strate mai groase pe văiugi. Uneori se desprindeau şi blocuri enorme, mai ales de gresie, care ajungeau în albiile unor văi unde se păstrează şi azi, depăşind competența râurilor, ca la Cetățeni pe Dâmbovița. În general însă, în acest subetaj frecvența mare a îngheț-dezghețului conducea la fărâmițări tot mai mărunte ale majorității rocilor, formând chiar pături de alterare, după unii autori generând material pentru formațiunile de loess şi loessoide. Efectul s-a simțit şi la gurile de peşteri, chiar şi în interior ((Valeria Velcea, 1958), prin căderi de blocuri din pereți şi tavan, unde se lărgeau anumite sectoare, prin impunerea unor meandrări în timpul glaciarului, sau alte fenomene legate de creşterea ritmică a stalagmitelor, alternanțe de cruste calcaroase cu prundişuri etc.

Periglaciarul de contact este etajul dispus ca o bandă la limita morfologică a Carpaților cu unitățile vecine, cam acolo unde, se pare, era şi limita superioară a pădurilor

de pinete şi chiar a pergelisolului multianual. Pe acest contact se întrepătrundeau fenomenele periglaciarului montan cu cele ale regiunilor adiacente mai joase. Aici se acumulau materialele coborâte din munte. Apărea mai specific acolo unde lipsesc Subcarpaţii, respectiv către Transilvania, pe rama depresiunilor interne, sau chiar subcarpatice. În asemenea situaţii se formau glacisuri, cu solifluxiuni, care afectau şi arealele piemontane, ca spre exemplu piemonturile vulcano-structurale, piemontul Şatrei (Lăpuş) şi mai ales depresiunile Făgăraş, Sibiu, Braşov, Gheorgheni, Ciuc, Haţeg etc. În formaţiunile de contact, inclusiv în terase, piemonturi şi conuri de dejecţie, se formau multe criostructuri. Etajul de contact prezintă trei tipuri de varietăţi regionale, unul spre interiorul Transilvaniei, altul în exterior şi al treilea către depresiunile intracarpatice. La rândul lor şi în special primele trei tipuri, evidenţiază laturi specifice, ca de exemplu Transilvania cu latura dinspre Carpaţii Vulcanici, cea către depresiunile sudice etc.

Regiunea periglaciară transilvăneană

Fiind înconjurată de munţi, permitea, se pare, stagnarea îndelungată a unor mase de aer arctic, nord-vestic, ceea ce făcea ca aici să se dezvolte procese periglaciare importante, inclusiv pergelisolul. Acesta din urmă pare dovedit de multitudinea structurilor de tipul penelor, involuţiilor, lentilelor de solifluxiune şi a multor versanţi evoluaţi rapid, prin alunecări masive şi solifluxiuni până la un echilibru avansat. Pentru această regiune ne sprijinim îndeosebi pe analiza unui profil „periglaciar" în amonte de Cluj, la Floreşti (*Gr. Posea*, 1961)[5]. Este vorba de o suită de loessoide şi soluri fosile situate peste pietrişul (gros de 4-5 m) terasei de 20-25 m a Someşului Mic şi având în spate un front impozant de cuestă. Imediat peste pietriş se află un strat loessoid de 13 m grosime (gălbui, poros, cu benzi sau lentile de pietriş calcaros mărunt) şi apoi un total de 7 m, cu trei soluri fosile (negru, brun deschis şi roşcat deasupra), grosimea fiecăruia fiind de 1,30-1,70 m, 0,70-1,0 m, 0,70-1,90 m) şi între ele trei strate de loessoide[6] (1,5 m, 0,50-1,40 m, 0,50-0,80 m), iar în partea superioară este solul actual (o rendzintă). La contactul dintre soluri şi loessoide se observă pungi (îndeosebi în cele două soluri superioare şi pene periglaciare (mai ales în solul fosil cel mai de jos) pătrunse de sus în jos, în soluri, şi foarte rar invers (fig. 73). Interpretarea acestui profil a condus la următoarele concluzii:

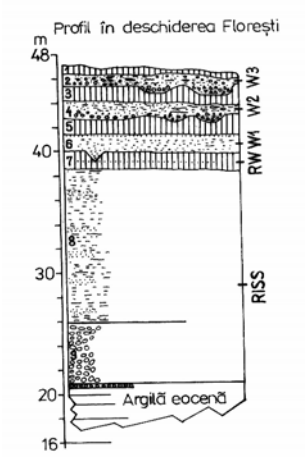


Fig. 73 – Profil periglaciar la Floreşti (Cluj)
(după Gr. Posea). 1- sol actual; 2, 4, 6, 8 – loessoide; 3, 5, 7 – soluri fosile; 9 – pietriş de terasă

[5] Profil periglaciar la Floreşti. „Comunicările Academiei", nr. 1, t. XI, Bucureşti.

[6] Conţin 30-50% carbonat de calciu, multă argilă prăfoasă, dar şi grăunţi de cuarţ, feldspat, muscovit, biotit, precum şi material mai grosier de calcar, tuf, ghips, numuliţi etc.

depozitele periglaciare sunt numai loessoide deluviale, fărâmițate şi coborâte de pe fruntea cuestei, lipsind loessul eolian; fruntea cuestei s-ar fi retras în acest timp cu cel puțin 500 m; solurile fosile s-au format, pe baza loessoidelor, în interglaciare şi interstadiale, într-un mediu silvestru, mai rar stepă, şi relativ umed; în ce priveşte vârstele, s-a optat pentru riss – loessoidul de peste pietrişul de terasă (de 13 m grosime), iar restul (cei 7 m, cu soluri fosile) ar fi din riss-würm şi trei würmuri, astfel: solul fosil cel mai de jos este R-W, celelalte două din interstadialele würmului, iar cele trei loessoide s-au depus în W1, W2, W3 (interpretarea coincide şi cu o sinteză publicată în INQUA, 1969). O completare în plus, pietrişurile de terasă s-au depus probabil în anaglaciarul (începutul) rissului, iar la maximum glaciar şi în cataglaciarul rissului s-a format primul loessoid.

Aşadar, se poate conchide că în timpul formării acestui profil, în Transilvania s-au depus trei strate de loessoide würm, plus unul din riss, pe unele terase sau pe locuri cvasiorizontale situate sub abrupturile în retragere; acum s-au retras mult frunțile de cueste şi alte fronturi structurale; s-au extins glacisurile de sub aceste abrupturi; tot acum au apărut asimetrii, în funcție de expunere, la unele văi şi interfluvii (exemplu în lungul Târnavelor şi a altor văi care curg de la est la vest); s-au format şi lărgit anumite văiugi, în perioadele de dezgheț superficial (văi de deraziune), şi probabil, depresiuni lacustre de tipul iazurilor.

Regiunea Moldavă (de NE)

Se deosebea de cea anterioară printr-un continentalism mai accentuat, cu aer rece şi uscat provenit dominant din nord-est, şi printr-un oarecare aport de praf loessic, eolian, originar din nord-est şi nord, alături de loessoide de origine locală. Şi aici exista un pergelisol cel puțin bianual. Formele erau similare în general celor din Transilvania, cu o eroziune periglaciară mult mai activă în cadrul Câmpiei Moldovei, dominată de marne şi argile. Se remarcă mult lărgirea văilor prin alunecări şi solifuxiune, formându-se glacisuri de nivo-denudare la contactul cu luncile, ca de exemplu pe valea Bârladului.

Regiunea sudică

G. Haase (1963)[7] îngloba Dobrogea, Câmpia Română şi Câmpia Panonică într-o singură regiune periglaciară, sud-est europeană. *Ana Conea* (1970)[8] şi *Posea şi colab.* (1974) au indicat două regiuni, dar nu mult diferite. În acest ultim context, regiunea sudică înglobează sudul Moldovei, Dobrogea, Câmpia Română, Podişul Getic şi poala Subcarpaților de Curbură. După *Ana Conea*, peste aceste unități domnea, în periglaciare, o stepă rece şi aridă, lipsită de un pergelisol continuu, regiunea făcând tranziție către zona temperată de atunci. Aici s-au depus mai multe strate de loess, din care se păstrează resturi din stratul rissian şi trei orizonturi würmiene. În părțile mai nordice se formau însă şi loessoide de origine locală. Loessurile din glaciarul mindel se pare că s-au transformat total în argile roşii printr-o pedogeneză foarte avansată (Ana Conea). Există şi urme de structuri periglaciare, inclusiv soluri poligonale în Dobrogea sudică dar prea puțin tipice. În privința pergelisolului, pentru un timp relativ scurt pare să fi existat, mai mult bianual şi numai în stadiul cel mai aspru, care probabil a fost würm III. Cu toate acestea, *I. Ichim*[9] susține extinderea pergelisolului, în würm, peste tot teritoriul României. El se bazează pe detalierea mai multor tipuri de argumente, pe care şi noi le-am avut în vedere în 1969, când am realizat harta unităților periglaciare din România (analize sporo-polenice,

[7] *Stand und Probleme der Lössforschung in Europa,* „Geogr. Berichte, Mitt. de Geogr. Gesellsch. Der DDR", fasc. 27.

[8] *Formațiuni cuaternare în Dobrogea*, Editura Academiei, 1970.

[9] *Les problèmes de pergélisol en Roumanie.* „Biulet. Peryglacjalny", nr. 28, Lódz, 1981.

paleofaună, loessuri şi soluri fosile, dune, criostructuri etc., p. 91). Sunt însă de subliniat şi alte argumente indicate de autor, ca interferenţa, aici, dintre tundră şi tundră-stepă pe de o parte şi stepa rece pe de altă parte; apoi influenţa scăderii nivelului Mării Negre cu 130 m[10] (după *Millamin*), în sensul că platforma continentală devenise o câmpie ce contribuia la accentuarea continentalizării maselor de aer euro-siberian şi, în plus, marea însăşi era acoperită de un strat de gheaţă. Toate acestea duceau (citând pe *Hunt* şi *Degens*) la un îngheţ multianual în bazinele aferente Mării Negre, respectiv Dunăre, Nistru, Don ş.a. Totuşi, *I. Ichim* conchide că faza cu pergelisol a fost relativ scurtă şi că această regiune era situată în arealul de înaintări şi retrageri ale acestui îngheţ.

Au fost separate, în această regiune, trei subregiuni: a podişurilor şi dealurilor din nordul Câmpiei Române, Câmpia Română împreună cu Dobrogea, şi Munţii Măcinului. Ele se deosebeau prin dominarea loessoidelor în dealurile din nordul Câmpiei Române şi Munţii Măcinului şi a loessurilor şi nisipurilor eoliene în Câmpia Română şi Dobrogea central-sudică, printr-o ariditate mai mare în sud şi o eroziune mai accentuată pe unităţile mai înalte. De asemenea, în Câmpia Română şi sudul Moldovei inundaţiile fluviatile şi aluvionările erau accentuate. Peste tot au fost însă remarcate cele trei würmuri, cu două soluri interstadiale, iar mai jos resturi din riss, uneori cu un început de sol fosil silvestru (riss I-II), iar pe el un sol fosil interglaciar. În Munţii Măcinului, ca unitate mai înaltă şi izolată, s-au format şi vârfuri reziduale, suprapuneri de dezagregări până la lespezi foarte mari, trene de grohotiş, deluvii şi coluvii, lehmuri, pedimentări.

Regiunea Vestică

Cuprindea Dealurile şi Câmpia de Vest, având un mediu de stepă şi silvostepă rece, ceva mai puţin arid decât în sud. În Câmpia Panonică autori unguri şi sârbi au descris unele structuri periglaciare tipice care ar indica chiar existenţa unui pergelisol. Şi cercetările din Câmpia de Vest indică pene mari şi pungi periglaciare precum şi alternanţe de loessuri şi soluri fosile, îndeosebi la Semlac (Câmpia Nădlac)[11] şi la Moraviţa în Câmpia Bârzavei. Profilul de la Semlac prezintă patru loessuri şi soluri fosile, plus o argilă roşie în bază. Ele au fost apreciate ca trei stadiale würm (între ele două soluri interstadiale) şi la baza lor un sol interglaciar riss- würm, apoi un loess din riss. Sub loessul rissian se află argila roşie, probabil un sol foarte evoluat, în mindel-riss, provenită din transformarea pedogenetică totală a unui loess din glaciarul mindel. Solurile sunt dominant de tip silvestru, cu excepţia unui cernoziom din W2-W3, când ar fi dominat stepa.

Pentru regiunea de vest mai este de indicat şi argila roşie de pe unităţile deluroase, dar care coboară şi pe câmpia înaltă şi pe terase (vezi şi *Gr. Posea*, Câmpia de Vest a României, 1997). Are, ca element de recunoaştere, concreţiuni feromanganoase, întâlnite şi pe interfluviile din Depresiunea Copalnic (*Posea*, 1962, p. 226-227). Aceasta a mai fost numită: argilă roşie cu bohnerzuri, cu concreţiuni fero-manganoase, luturi argiloase roşcate, argilă decalcificată etc.

În afara loessurilor, solurilor fosile şi a structurilor amintite, în regiunea de vest se formau şi văi de deraziune, pante deluroase line care indică procese de solifluxiune, precum şi depuneri de nisipuri eoliene, amestecate uneori cu loess sau fosilizate de acesta. În câmpiile joase inundaţiile şi depunerile acestora erau deosebite.

[10] În ultima parte a würmului.

[11] N. Florea şi colab. (1966), *Consideraţii paleogeografice pe baza profilului cuaternar de la Semlac (*Câmpia Tisei), „Dări de seamă, Inst. Geologic", vol. LII (1924-65), partea I-a.

Bibliografie (glaciar, periglaciar)

Berindei I. (1971), *Microrelieful crio-nival din Masivul Biharea (Munţii Apuseni)*, „Lucr. Ştiinţ. Inst. Ped., Oradea, seria Geografie".

Bleahu M. (1964), *Formaţiuni periglaciare în carstul din Munţii Bihorului*, Lucr. Inst. Speol. „E. Racoviţă", III.

Cârciumaru M. (1980), *Mediul geografic în pleistocenul superior şi culturile paleolitice din România*, Editura Academiei, Bucureşti.

Coteţ P. (1964), *Formes de relief périglaciaire en Roumanie*, „Rev. roum., géol., géophys., géogr., Géographie", 8.

Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Grigore M. (1981), *Munţii Semenic. Potenţialul reliefului*, Editura Academiei, Bucureşti.

Iancu Silvia (1958), *Câteva aspecte litologice şi structurale în morfologia glaciară a Masivului Parâng*, „Natura", X, 3.

Iancu Silvia (1961), *Ele"mente periglaciare în Masivul Parâng, Probl. geogr*., VIII.

Iancu Silvia (1963), *Consideraţii asupra formării circurilor glaciare în trepte*, *Probl. geogr*., X.

Ichim I. (1980), *Probleme ale cercetării periglaciaului în România*, „S.C.G.G.G. – Geogr. ", XXVII, 1.

Ichim I. (1979), *Munţii Stânişoara. Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.

Kräutner Th. (1929), *Die Spuren der Eiszeit in Ost-und Süd-Karpaten*, Verhandl. Des Siebenbürg. Karp. Vereins für Nat. Zu Hermannstadt, 79.

Lehmann P. (1881), *Beobachtungen über Tekonik und Gletscherspuren in Fogarascher Hochgebirge*, Zeitschr. d. Deutschen Geologischer Gesellschaft.

Lehmann P. (1905), *Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den Transylvanischen Alpen,* Jber. d. Geogr. Ges. Greifswald, IX (1903-1905).

Luknis M. (1968), *Geomorphological map of the Vysoké Tatry Mts. And their foreland*. Geologicky ustav Dionyza Stura, Bratislava.

Macarovici N. (1963), *Unele observaţii în legătură cu problema glaciaţiei din Carpaţii Orientali*, „Natura, Geogr.-Geol.", XV, 4.

Martonne Emm. de (1904), *La période glaciaire dans les Karpahtes Méridionales*, C.R. Congrès international de Géol. de Vienne, 1903.

Martonne Emm. de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie (Karpates Méridionales)*. „Revue de géogr. annuelle", II, 1906-1907, Paris, vezi şi *Lucrări geografice despre România*, I, Editura Academiei, Bucureşti (1981).

Micalevich-Velcea Valeria (1958), *Câteva elemente periglaciare în morfologia Masivului Bucegi*, „Natura, geogr.-geol.", X, 5.

Micalevich-Velcea Valeria (1961), *Masivul Bucegi. Studiu geomorfologic,* Editura Academiei, Bucureşti.

Mihăilescu V. (1957), *Observaţii asupra unor forme periglaciare între Sarmizecetusa şi Râu de Mori*, „Bul. Şt. Iniţ. Acad. R.P.R., Secţia geol.-geogr.", II, 2.

Mihăilescu V., Morariu T. (1957), *Consideraţii generale asupra periglaciarului şi stadiul cercetărilor actuale în România*, „Stud. Cerc. geol.-geogr.", Acad. Rom., Filiala Cluj, VIII, 1-2.

Morariu T. (1937), *Viaţa pastorală în Munţii Rodnei*, „Soc. Reg. Rom. Geogr., Stud. Cerc. geogr.", II, Bucureşti.

Morariu T. (1940), *Contribuţiuni la glaciaţia din Munţii Rodnei*, „Rev. geogr. rom.", III, 1.

Morariu T. (1959), *Le stade actuel des recherches sur les phénomènes périglaciaires de la R.P. Roumaine*, „Rev. géol. et géogr.", III, 2.

Morariu T., Mihăilescu V., Dragomirescu Ş., Posea Gr. (1960), *La stade actuel des recherches sur le périglaciaire de la R.P. Roumaine*, în vol. *Recueil d'études géographiques concernant le territoire de la R.P. Roumaine*, Editura Academiei, Bucureşti.

Morariu T., Savu Al. (1964), *Nouvelle contribution à l'étude du périglaciaire en Roumanie*. „Rev. roum. géol., géophys., géogr., Géographie", 8.

Mrazec L. (1899), *Sur l'existence d'anciens glaciers sur le versant sud des Karpathes Méridionales*, „Bull. Soc. Des Sc. Bucarest", VIII.

Nedelcu E. (1959), *Aspecte structurale şi litologice în morfologia glaciară a Munţilor Făgăraş*, *Probl. geogr*., VI.

Nedelcu E. (1962), *Relieful glaciar din bazinul Râul Doamnei (Munţii Făgăraşului)*, Comun. Acad. Rom., XII, 5.

Niculescu Gh. (1957 a), *Influenţe litologice şi structurale în morfologia glaciară*, „Anal. Rom.-sov., seria geol.-geogr.", XI, 4.
Niculescu Gh. (1957 b), *Urme glaciare şi periglaciare la izvoarele văii Buta (Munţii Retezat), Prob. Geogr*., V.
Niculescu Gh. (1965), *Munţii Godeanu. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Niculescu Gh. (1969), *Relieful glaciar din Munţii Şureanu şi Cindrel*. „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XVI, 1.
Niculescu Gh. (1987), *Relieful glaciar dintre Olt şi Jiu şi implicaţiile lui în valorificarea potenţialului natural*, „Terra", XIX (XXXIX), 4.
Niculescu Gh. (1990), *Relieful glaciar din Munţii Ţarcu*. „St. cerc., geografie", XXXVI.
Niculescu Gh. (1997), *Relieful glaciar şi crio-nival*, „Revista de geomorfologie", nr. 1, Asoc. Geomorf. din România.
Niculescu Gh., Nedelcu E. (1961), *Contribuţii la studiul microreliefului crio-nival din zona înaltă a munţilor Retezat, Godeanu-Ţarcu şi Făgăraş-Iezer*, *Probl. de geogr*., VIII.
Niculescu Gh., Nedelcu E., Iancu Silvia (1960), *Nouvelle contribution à l'étude de la morphologie glaciaire des Carpates roumaines*, în vol. *Recueil d'études géographiques concernant le territoire de la R.P. Roumaine*, Editura Academiei, Bucureşti.
Orghidan N. (1931), *Observaţii morfologice în Bucegi*, „Lucr. Inst. Geogr. Univ. Cluj", IV (1928-1929).
Pawlowski S. (1936), *Les Karpates à l'époque glaciaire*, C.R. Congres intern. de géogr., Varsovie, 1934, Travaux de la Section II, 2.
Pop E. (1971), *Primele determinări de vârstă cu radiocarbon în turba noastră cuaternară*, în „Progrese în palinologia românească", Editura Academiei.
Popescu N. (1990), *Ţara Făgăraşului*, Editura Academiei.
Posea Gr. (1958), *Relieful periglaciar din Ţara Lăpuşului*, Natura, X, 3.
Posea Gr. (1981), *O singură glaciaţiune în Carpaţi*, „St. cerc. geol. geofiz. Geogr., Geografie", XXVIII.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României*, Editura Ştiinţifică.
Sârcu I. (1963), *Le problème de la glaciation quaternaire dans les montagnes de Maramureş*, „Anal. Şt. Univ. Al. I. Cuza, Iaşi, geol.-geogr.", IX.
Sârcu I. (1978), *Munţii Rodnei. Studiu morfogeografic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Sawicki L. (1909), *Zur Frage der Vergletscherung des Bihargebirges, Földtani Közlemények*, 37.
Sawicki L. (1911), *Die glaziale Zuge der Rodnaer Alpen und der Maramaroscher-Karpathen*, Mitt. d.k.k. Geogr. Gesellschaft, Wien.
Sawicki L. (1912), *Les études glaciaires dans les Karpathes (aperçu historique et critique),* „Annales de Géogr.", XXI.
Schreiber, W. (1994), *Munţii Harghita. Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Someşan L. (1933), *Urme glaciare în Munţii Căliman*, „Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.", LI (1932).
Stănescu I. (1980), *Masivul Ceahlău. Studiu fizico-geografic*, colecţia *Cercetări în geografia României*, în vol. *Masivul Ceahlău, Ţara Giurgeului, Depresiunea Dărmăneşti, Podişul Covurlui*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Trufaş V. (1961), *Lacurile din relieful glaciar al Munţilor Şureanu*, „Meteor., hidrol. Şi gospod. Apelor", VI, 1.
Urdea P. (1988), *Consideraţii asupra gheţarilor de pietre din Munţii Retezat*, „St. cerc. geol., geofiz., geogr., Geografie", XXXV.
Urdea P. (1993), *Consideraţii asupra manifestării glaciaţiei cuaternare în Munţii Retezat*, „St. cercet., geogr.", XL.
Urdea P. (2000), *Munţii Retezat*, Editura Academiei, Bucureşti.
Wachner H. (1929), *Urme de gheţari în Munţii Bucegilor*, „An. Inst. Geol. Rom.", XIV.
x x x (1960), *Monografia geografică a R.P. Române*, I, *Geografie fizică*, Editura Academiei, Bucureşti.
x x x (1983), *Geografia României, I, Geografia fizică*, Editura Academiei, Bucureşti.
x x x (1987), *Geografia României, III, Carpaţii Româneşti şi Depresiunea Transilvaniei*, Editura Academiei, Bucureşti.

Capitolul XVIII

RELIEFUL LITORAL ŞI MARIN

Unităţi şi noţiuni. În cadrul reliefului litoral şi marin cuprindem *Delta* (ca relief fluvio-marin), *litoralul* în înţeles larg şi *platforma continentală* (sau câmpia de şelf). Între aceste unităţi există tranziţii şi chiar suprapuneri. Astfel, litoralul se continuă şi peste partea de est a deltei, iar aceasta din urmă, prin frontul deltei şi prodeltă, trece oarecum şi în platforma continentală. Dacă urmărim evoluţia paleogeografică a deltei se poate observa că o ramificaţie a braţului Sf. Gheorghe a format, la un moment dat, o deltă secundară şi în laguna Razelmului, iar într-o altă fază golful deltaic s-a extins şi peste Câmpia de bălţi a Isaccei (în transgresiunea flandriană). Se poate trage concluzia că între cele trei unităţi (deltă, litoral şi platformă) a existat o *interdependenţă continuă*, impusă de oscilaţiile de nivel ale Mării Negre în a doua parte a cuaternarului, arealul cel mai complex fiind aşa numitul litoral nordic (la nord de capul Singol-Constanţa). Se poate spune chiar că, în urma acestor oscilaţii şi cu aportul Dunării s-au format *patru tipuri de câmpii*: deltaică, lagunară, litorală (o fâşie îngustă de plajă emersă şi submersă) şi de abraziune (platforma).

În acest cadru general, litoralul românesc este împărţit cel mai des în: *ţărm înalt* (cu faleză activă) şi *ţărm jos* (cu plaje şi cordoane litorale). Sensul de ţărm se referă aici, când la *linia de ţărm* (contactul mare-uscat), când la o fâşie mai largă (litoral) unde se produce cea mai activă acumulare şi cea mai intensă abraziune. În faţa ţărmului înalt sau sudic, pe porţiunile înguste de plaje, apar uneori şi mici suprafeţe pietroase (*benci*). La ţărmul nordic, în faţa cordoanelor litorale se află plaja, sau terasa plajei, numită şi *bermă* (emersă) şi apoi *faţa plajei*, care intră lin sub apă, şi *avantplaja* cu formă de „terasă" submersă şi care se extinde până la minus 7-10 m. Mici terase sau benciuri, apar şi la ţărmul nordic, dar tăiate prin abraziune în cordoanele de nisip; în plus se formează şi *insule barieră* (Sacalin), *bare* (Sulina) şi *delte secundare* (Chilia). De asemenea, unii autori disting, spre larg, încă două elemente ale litoralului: *versantul litoral* (până la minus 15-20 m) şi *glacisul litoral* (până la minus 20-45 m). În dreptul Deltei se delimitează *frontul deltei* (submers până la minus 5-7 m) şi *prodelta* (până la minus 50-60 m) (Panin 1989); dar, după *E. Vespremeanu* (1984, 1987), frontul deltaic cuprinde *ţărmul deltaic* (un cordon cu dune şi plaja submersă), *versantul deltaic* şi *glacisul deltaic*, deci şi o parte emersă.

Având în vedere interdependenţa amintită a celor trei mari tipuri de unităţi (deltă, litoral şi platforma submersă) şi dependenţa faţă de oscilaţiile de nivel ale Mării Negre, vom da întâietate acestei probleme, în sens paleogeografic.

Evoluţia paleogeografică a Mării Negre, a şelfului şi a câmpiilor litoral-deltaice[1]. Aceasta este legată direct de cea a Mării Negre şi de raporturile acesteia cu evoluţia unităţilor vecine, în special cu Dobrogea şi Depresiunea Predobrogeană.

- Începând cu miocenul, *Marea Tethys* se restrânge şi se subdivide prin ridicarea Alpilor, Carpaţilor, Caucazului etc. În timpul sarmaţianului se conturează o mare aparte

[1] Un studiu cu totul deosebit, a realizat recent (2004) E. Vespremeanu: *Geografia Mării Negre*.

față de Mediterana (rest al Tethysului), ocupând bazinele: Vienei, Panonic, Getic, Pontic, Caspic şi Aral. Aceasta este numită obişnuit *Marea Sarmatică*. În cadrul său, la sfârşitul sarmaţianului, se plămădeşte conturul adânc, abisal, al Mării Negre actuale, probabil printr-o *scufundare locală* sub care stratul bazaltic s-a apropiat de suprafaţă, despicând scoarţa continentală granitică (fig. 74) şi de sedimente consolidate (*D. A. Ross et. al*, 1974; *V. M. Muratov*, 1975). Spre sfârşitul pliocenului Marea Sarmatică se restrânge şi se subdivide, în est separându-se o mare care cuprindea arealul Mării Negre până la Caspica şi Aral.

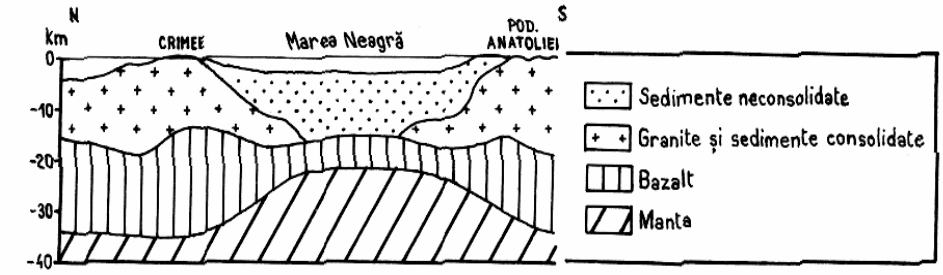


Fig. 74 – Secţiune crustală transversală nord-sud peste Marea Neagră (S.S. Subbotin, 1968; D.A. Ross, 1971)

• În *cuaternarul inferior* restrângerea a continuat, rămânând trei bazine lacustre. *Lacul Euxinic*, *Caspica* şi *Aralul*. Lacul Mării Negre (aşa numita fază gurianã) era cam pe jumătate în raport cu marea actuală şi se afla plasat în partea de SE. Dobrogea se extindea către est cu circa 150-200 km.

Au urmat apoi o serie de oscilări ale nivelului şi suprafeţei acestui nou lac, dar tendinţa generală a fost de *extindere*, mai ales către Dobrogea şi către Depresiunea predobrogeană. Cauzele extinderii au fost în legătură cu mai mulţi factori: schimbarea climei, subsidenţa din arealul predobrogean şi din estul Dobrogei, formarea Dunării, legătura cu Marea Mediterană ş.a.

În *interglaciarul riss-würm* Marea Neagră atinsese, în Dobrogea, cu aproximaţie, o linie situată cu puţin în estul ţărmului actual. Tot acum pătrunde şi Dunărea în Câmpia Română, ea aducând un mare volum de apă. Abraziunea îndelungată din interglaciarul respectiv a format, peste estul Dobrogei de atunci, o largă câmpie de abraziune, submersă, *şelful*. Avansarea mării a fost uşurată şi de mişcările de lăsare din estul Dobrogei, dar şi de câmpiile de pedimente (care se realizează încă din villafranchian şi au continuat în timpul periglaciarelor) peste care se înălţau unele inselberguri ca Insula Şerpilor.

• În *glaciarul würm* nivelul mării a scăzut, iar ţărmul s-a retras spre est. Se ştie că s-a atins, în *würm* III, minus 100-130 m. Şelful s-a exondat în mare parte şi a devenit o *câmpie emersă* cu caracteristici uşoare de tundră. În ea s-au adâncit, cu până la 60-80 m, văile dobrogene, Dunărea (prin braţul Sf. Gheorghe) şi cele din Câmpul Bugeacului. Pe unele areale, această câmpie, ca şi estul Câmpiei Române aveau trăsături de *podiş*.

Faza würmiană a avut *trei stadiale* de intensităţi diferite. În würm I nivelul era, probabil, la minus 30 m, în würm II la minus 40 m, iar la würm III la minus 130 m.

• O dată cu reducerea intensităţii glaciaţiunii şi la *începutul holocenului* are loc o *transgresiune*. Ea a avut anumite *stagnări*, pe la minus 33 m, 25 m şi 18 m, marcate în sedimentele submarine de urmele unor cordoane. Avansarea generală a mării s-a oprit ceva mai mult la minus 4 m, la începutul holocenului. După aceea urmează o serie de

oscilări mici, între ± 4 m. Astfel, în timpul aşa-zisului „optim climatic" se produce *transgresiunea flandriană* (neolitică), cea mai avansată, care atinge + 3 – 4 m. Ţărmul se afla, la nord de Constanţa, pe un aliniament mai vestic decât cel actual, şi anume pe la Ovidiu (vest de Siutghiol), pe faleza moartă din vestul complexului Razelm, iar de la capul Doloşman şi peninsula Dunavăţ pătrundea, în golf, până la Galaţi şi Brăila. Mai apoi, golful a fost închis prin grinduri, iar ţărmul se suprapunea pe grindurile maritime Caraorman-Letea, recent formate. O dată cu *închiderea golfului deltaic* prin grindurile amintite începe *formarea deltei fluviatile*. Tot acum sunt închise cu cordoane litorale şi unele guri de râuri creându-se lacurile de tip liman.

- Cam în sec. VII î.e.n. se declanşează *regresiunea „dacică"*, nivelul mării coborând la minus 4 m. Se formează *un nou ţărm la nord de Constanţa*, din cordoane litorale, care închid golfurile Siutghiol şi Razelm (fostul golf antic Halmyris) transformându-le în lagune şi, totodată, se realizează delta maritimă, avansată mult către est. Pe litoral se fixează unele *aşezări*, la un nivel mai jos decât cel actual al mării; s-au găsit morminte şi ziduri la 1-2 m sub apă la Mangalia. Acum a fost clădită şi cetatea Histria, înainte ca golful Halmyris să fi fost închis de cordoane. Începe *formarea câmpiei lagunare*.
- În sec. V e. n. Revine o nouă *transgresiune*, numită „valahă" sau nimpheană, care continuă şi în prezent, cu circa *2 mm pe an*. Aceasta impune un proces de abraziune şi de *retragere a ţărmului*, afectează unele aşezări, scurtează delta maritimă.

A. **Delta Dunării**

Are forma unui *triunghi* cu baza pe Marea Neagră şi vârful la aşa-zisul Ceatal Pătlăgeanca, unde Dunărea se bifurcă în braţele Chilia şi Tulcea. *Elementele sale principale* sunt cele trei braţe dunărene (Chilia, Sulina şi Sf. Gheorghe), grindurile fluviatile, grindurile maritime şi „depresiunile" sau câmpiile fluvio-lacustre situate între grinduri. Întreaga sa suprafaţă se subdivide în *delta fluviatilă* (până la cordonul Letea-Caraorman-Sărăturile) şi *delta maritimă*. Are legături directe cu laguna Razelm, unde în trecut a construit şi o deltă secundară. Un specific aparte: delta *se modifică relativ continuu* şi pe faze, în funcţie de oscilaţiile de nivel ale Dunării, de aluviunile cărate de fluviu, de variaţiile de nivel ale Mării Negre şi de acţiunile sale de abraziune şi sedimentare.

Din punct de vedere morfostructural, Delta se suprapune, în cea mai mare parte a sa, pe *depresiunea Predobrogeană* şi puţin în sud pe fundament de tip dobrogean. Falia Sf. Gheorghe, pe care s-a instalat cu aproximaţie braţul cu acelaşi nume, separă cele două unităţi structurale. Formaţiunile de fundament se termină cu sedimente jurasice. Peste ele s-au depus strate sarmato-pliocene. Cuaternarul are grosimi de 80-170 m, crescând de la Tulcea spre mare. Formaţiunile deltei actuale încep depunerea numai în holocen, peste un *relief modelat în glaciarul würm*, din care cauză grosimea lor variază între 5-80 m.

Morfohidrografia deltei rezultă din întrepătrunderea celor două elemente de bază (relief şi apă) care se face permanent şi variabil în timp şi spaţial.

Morfometric, Delta are cam 3,6 m altitudine la Pătlăgeanca şi 0,46 m la Sulina. Panta medie este de 0,006‰. Înălţimile maxime se găsesc pe dunele din grindul Letea (12,4 m) şi din Caraorman (7 m). Adâncimile medii ale apelor sunt de minus 1 m, iar cele maxime sunt în anaforele unor braţe: - 39 m pe Chilia, - 34 m braţul Tulcea, - 26 m pe Sf. Gheorghe şi – 18 m pe Sulina. Deasupra lui 0 m se află 79,5 % din teritoriu, dar aproape 90% din topografia sa oscilează între minus 1 m şi plus 2 m; aceasta înseamnă că la nivele medii ale Dunării 13-15% din suprafaţa Deltei este uscat, la ape mici uscatul atinge 35%, dar la ape mari se reduce la circa 10%.

Relieful este de tip *câmpie deltaică* cu două subtipuri: fluviatilă şi maritimă. În cadrul primeia se găsesc grinduri fluviatile, resturi de câmpuri continentale, depresiuni lacustro-mlăştinoase şi delte secundare (pe braţul Chilia), iar în cadrul deltei maritime apar grinduri maritime, grinduri fluviatile, câmpuri sau depresiuni lacustro-mlăştinoase, o deltă secundară, bare şi o insulă barieră (Sacalin).

• *Resturile de câmpuri continentale* sunt reprezentate prin aşa-zisul grind Chilia (61 km^2), o „popină" ruptă din Podişul Bugeac (înaltă de 6,5 m) şi partea centrală a grindului Stipoc, alungit ulterior cu segmente de grind fluviatil (înălţime 3,14 m).

• *Grindurile fluviatile* s-au format deoparte şi alta a braţelor cu apă curgătoare, sau a fostelor braţe (Rusca, Păpădia, Şontea etc.). Au înălţimi de 2-5 m, mai late spre vârful Deltei (2,5 km) şi îngustate către mare. La ceataluri sau alte bifurcaţii ele se alătură şi formează câmpuri de grinduri. Grindul Stipoc, în aspectul său fluviatil, închidea iniţial un liman comun al râurilor Catlabug şi Chitai (Ucraina); el a fost străpuns ulterior prin formarea braţului Chilia.

• *Grindurile maritime* reprezintă un fost cordon litoral împărţit în sectoare, la care s-au adăugat ulterior alte grinduri mai mici dispuse în evantaie. Sunt orientate perpendicular pe grindurile fluviatile, reprezentând vechi linii de ţărm. Principalele sectoare sau complexe de grinduri marine sunt: Jibrieni (Ucraina), Letea, Caraorman, Ivancea, Sărăturile, Crasnicol, plus Sacalin. În faţa complexului Razelm se extind cordoanele Perişor şi Chituc. Direcţia de răsfirare a grindurilor indică uneori locurile unde se formau delte secundare şi poziţia gurii de fluviu care le determina sensul dezvoltării. Înălţimea lor obişnuită este de până la 4 m, rămânând multe suprafeţe neinundate (spre mare inundaţiile se ridică la numai 1-2,5 m). Vântul formează pe ele dune din nisipurile uscate de deasupra, neafectate de pânza freatică, înălţate până la 7-12 m. Uneori dunele au formă de barcane. Suprafaţa ocupată de grindurile marine este de 270 km^2.

• *Câmpurile şi câmpiile sau depresiunile* sunt cele care se extind obişnuit între grinduri. Totuşi noţiunea de câmp semnifică mai ales grindurile foarte late sau complexele de grinduri rezultate prin alipire. Câmpiile depresionare, în sens strict, se umplu total cu apă în timpul viiturilor, la ape medii se conturează în interiorul lor areale întinse lacustro-mlăştinoase, iar la ape mici apa se restrânge în lacuri, bălţi, japşe şi zătoane.

În delta fluviatilă pot fi deosebite următoarele câmpuri mlăştinoase şi câmpii: *Pardina* (o depresiune între braţul Chilia şi grindurile Stipoc-Chilia), care a fost îndiguită şi desecată, rămânând cu multe canale; *Câmpul Sireasa* (un câmp de grinduri situat în cotul de la Ismail al braţului Chilia, continuat către braţul Tulcea cu câmpul de grinduri Pătlăgeanca, iar spre est cu un areal mlăştinos); *Câmpia Şontea-Furtuna* (la sud de grindul Stipoc şi până la braţul Sulina, iar în est ajunge la Mila 23, arealul fiind dominant mlăştinos); *Câmpia Matiţa-Sahale* (între Câmpul Chilia – la vest, grindul Letea la est, braţul Chilia la nord şi braţul Sulina-Dunărea Veche la sud; este unitatea cea mai extinsă, cea mai adâncă, cu cea mai frumoasă asociere de lacuri şi cu cele cinci sahale – braţe colmatate ale Chiliei); *Câmpul Rusca* (cu grinduri fluviatile, între Sulina şi Sf. Gheorghe, îndiguit şi în parte desecat); *Câmpia Gorgova* (mai la est de Rusca şi până la grindul Caraorman, mlăştinoasă şi cu lacuri foarte mari); *Câmpia Dranovului* (la sud de braţul Sf. Gheorghe, nord de Razelm şi până la grindul Crasnicol, cu multe amenajări pentru piscicultură).

În delta maritimă se găsesc de asemenea, câmpuri de grinduri simple sau asociate şi câmpii mlăştinoaso-lacustre. Între braţele Chilia şi Sulina este *Câmpul Letea* (cu vârful la localitatea Periprava pe Chilia şi răsfirat spre S şi SE, către golful Musura şi braţul Sulina). Între braţele Sulina şi Sf. Gheorghe sunt trei unităţi: două câmpuri de grinduri,

Caraorman şi *Ivancea-Sărăturile* şi *Câmpia Sulinei*, o largă depresiune ce reuneşte areale mlăştinoase şi lacuri ca Lumina, Roşu, Puiu ş.a. La sud de braţul Sf. Gheorghe, între grindurile Perişor (spre mare) şi Crasnicol, este *Câmpia Zătoanelor*, formată din fâşii înguste de grinduri despărţite de fâşii mlăştinoase mici şi alungite numite japşe (când sunt estompate; se usucă la ape mici şi nu au stuf), sau melea şi zătoane (când sunt foarte alungite, au apă permanentă şi stuf).

• *Deltele secundare* se găsesc numai pe braţul Chilia: cea actuală, în continuă formare, este Delta Chiliei, la ieşirea în mare a apelor braţului respectiv. Altele două, mai vechi, sunt la nord de Pardina (unde se află ostroavele Câşliţa, Tătaru ş.a.) şi a doua este Periprava sau Delta Sahalelor (între Câmpul Chilia şi linia grindurilor Jibrieni-Letea, cu ostroavele Babina, Cernovca ş.a.).

• *Insulă barieră* şi *bară* se formează la gura Sf. Gheorghe (insula Sacalin, un cordon litoral segmentat) şi la gura Sulinei (un mic grind submers, dragat des pentru a nu împiedica navigaţia).

• *Frontul deltei* şi *prodelta*, aparţin practic de litoral şi le vom trata ca atare (la B. 7).

Hidrografia reprezintă elementul primordial al Deltei. Se compune din braţe dunărene, gârle, canale, japşe, mlaştini, lacuri.

Dunărea aduce un debit mediu, la primul ceatal, de 6453 m^3/s; cel minim a fost de 1350 m^3/s (1921), iar cel maxim de 15.500 m^3/s (1970), amintindu-se ca nesigur şi 35.000 m^3/s (1897). Viitura din 1897 a ridicat nivelul cu 5,22 m la Tulcea şi 3,58 la Gorgova. Debitul solid este de 58,7 milioane tone/an, dar înainte de executarea barajelor pe Dunăre atingea 67-75 milioane tone. Din acest debit braţele preiau: Chilia 58%, Sulina 18,8%[2] şi Sf. Gheorghe 23,2%[3]. În Deltă se depun anual circa 7 milioane tone aluviuni, iar restul în mare , semnalându-se până la sud de Constanţa. Pe suprafaţa deltei stagnează în mod obişnuit 2230 milioane m^3/an apă. Iarna se poate forma pod de gheaţă, cu declanşarea de zăpoare, mai ales pe braţul Sf. Gheorghe.

Gârlele reprezintă cursuri secundare care leagă braţele de complexele mlăştinoase şi lacustre; însumează circa 1700 km. Ele se înfundă des şi îşi schimbă cursul sau se colmatează.

Canalele au fost tăiate de om pentru legături interioare, piscicultură, irigaţii, alimentarea Razelmului. Lungimea lor depăşeşte 1750 km.

Mlaştinile şi terenurile mlăştinoase sunt cele mai extinse; ele ocupau, înainte de amenajările făcute, 60%; au adâncimi obişnuite de până la minus 0,5 m şi trec peste 0 m cu circa 3 hidrograde; sunt dominate de stuf, papură, pipirig, rogoz şi plaur.

Lacurile, cu maluri în general neconturate exact, mărginite de stuf, ocupă adâncimile sub minus 5 m. Provin din sectoare de foste braţe, limane sau lagune (complexul Razelm). Înainte de amenajările făcute de om erau circa 660 lacuri, cu o suprafaţă de 300 km^2. Se grupează, conform cu vechile reliefuri depresionare, în complexe. Cele mai mici lacuri sunt în vest unde colmatarea a fost mai activă. Principalele complexe sunt: Matiţa (Merhei, Matiţa, Babina, Trei Iezere, Bogdaproste), Gorgova (Gorgova, Uzlina, Isac, Obretin tăiat de canalul Sulina în două), Pardina (desecat), Fortuna, Puiu (Roşu, Puiu, Lumina, Puiuleţ, Roşuleţ), Dranov (cel mai mare lac din deltă).

Formarea şi evoluţia deltei reprezintă probleme abordate de mulţi autori, adesea sub formă de ipoteze. Un studiu mai recent, bazat pe foraje şi datări de vârste absolute, deci mai documentat paleogeografic, aparţine lui *N. Panin* (1974, 1983).

Delta actuală a luat naştere numai în holocen, după terminarea glaciaţiunii würmiene şi ridicarea nivelului Mării Negre în jurul celui actual, perioadă când au fost

[2] Înainte de canalizare prelua 7% şi avea o adâncime medie de 6 m (azi 11 m).

[3] N. Panin, indică, în ordine, 62-63% (65% aluviuni), 17,5% şi 20-21% (19,5% aluviuni).

întrunite, pe acest teritoriu, condiţii specific deltaice. În una-două faze ale pleistocenului au mai putut exista astfel de condiţii, pentru acelaşi loc, dar mare parte din sedimentele acestor delte mai vechi au fost erodate, mai ales în timpul regresiunilor din glaciarul würm. Resturile lor sunt fosilizate de sedimentele holocene.

Forma actualei delte, ca şi locul de structurare au fost impuse de următoarele cauze: ridicarea postglaciară a nivelului Mării Negre până la – 8 + 4 m faţă de actual; conturarea celor două golfuri (Delta şi Razelmul), între care primul uşor subsident; localizarea gurii Dunării în arealul acestor golfuri; cantitatea mare de aluviuni adusă de fluviu; existenţa unui curent litoral impus de vânturile de NE, care aduce aluviuni dinspre Nistru şi Nipru; o largă platformă continentală cu adâncimi foarte mici; existenţa unui relief predeltaic cu mulţi martori de eroziune (inselberguri) acoperiţi cu loess, pe care s-a sprijinit formarea unor grinduri marine şi chiar fluviatile (Stipoc).

În formarea şi evoluţia deltei se conturează patru faze principale.

1) *Relieful predeltaic*, ca suport imediat al deltei, s-a realizat în glaciarul würm, când nivelul mării a scăzut mult. Se apreciază că în würm III, acum circa 18.000-15.000 ani î.e.n. nivelul era la – 100 – 130 m (regresiunea neoeuxină). În aceste condiţii platforma continentală devenise o stepă rece, cu depuneri de loess, peste care Dunărea s-a adâncit şi s-a alungit mult către est. Dovadă stă loessul îngropat la – 6 – 8 m sub grindul Caraorman şi în alte locuri, care conţine şi faună de climat rece. Alungirea Dunării s-a făcut pe braţul Sf. Gheorghe aproximativ către canionul Viteaz de pe fruntea platformei. Adâncirea Dunării în deltă s-a realizat conform scăderii nivelului de bază şi a legii profilului de echilibru, ea resimţindu-se până în amonte de Giurgiu. Concomitent s-au adâncit şi celelalte văi care debuşau în Dunărea de Jos sau în acest areal subsident şi care reprezenta un loc de convergenţă: Ialpug, Catlabug, Chitai, Cogâlnic. Relieful se transformase într-un fel de gruiuri ce se dirijau spre Sf. Gheorghe (Dunărea de atunci), adesea fragmentate adânc şi ele. Ca dovadă, holocenul, ce mulează relieful predeltaic, are grosimi variabile, de la câţiva metri la circa 80 m.

2a) În holocen (în urmă cu 12.000 ani), când gheţarii se topesc, are loc *transgresiunea generală postglaciară* (faza Marea Neagră veche). Nivelul mării creşte repede şi apoi tot mai lent şi chiar cu oscilări. Actuala platformă continentală intră sub apă, ţărmul înaintează spre Dobrogea de azi şi spre Deltă, valea adâncă a Dunării şi celelalte văi din zonă sunt invadate de apa mării, iar gurile lor transformate într-un fel de *estuare*. Începe apoi *colmatarea regresivă şi ridicarea albiilor*, fenomene inverse decât în würm şi al cărui „remuu" se simte până în Câmpia Română Centrală (bararea limanurilor Comana, Cătălui, Mostiştea, Snagov etc.). Acum se declanşează *formarea limanurilor*. Podişul Bugeac-deltă şi estul Câmpiei Române se transformă în câmpie.

Depunerile sub formă deltaică sau de con ale aluviunilor dunărene s-au realizat desigur pe tot drumul de retragere a gurii Sf. Gheorghe în lungul platformei litorale. Ele au fost însă preluate de avansarea abraziunii marine.

Condiţii de conturare a structurii Deltei actuale apar numai atunci când nivelul mării atinsese – 10 – 6 m, adâncime la care se află loessul sub grindul Caraorman (care face parte din primul cordon deltaic litoral). *Cordonul litoral* Letea-Caraorman (1 pe fig. 75) se construieşte acum 11.700 – 7500 ani (*N. Panin,* 1989) de către curentul litoral şi reprezintă elementul structural ce transformă estuarul în *golf-liman*, care apoi devine deltă fluviatilă. Acest cordon s-a închegat din sectoare sprijinite pe insule ale reliefului predeltaic, care proveneau din resturi ale unor inselberguri sau cumpene şi gruiuri würmiene. Către peninsula Dunavăţ cordonul era întrerupt de singura ieşire a Dunării în mare, braţul Sf. Gheorghe, care construieşte aici *delta secundară Sf. Gheorghe I* (2 pe fig. 75), între anii 8900-7200 înainte de actual (*N. Panin*). Această deltă a avansat în ultimă fază până la grindul litoral Crasnicol şi la ramificaţiile estice ale grindului Caraorman.

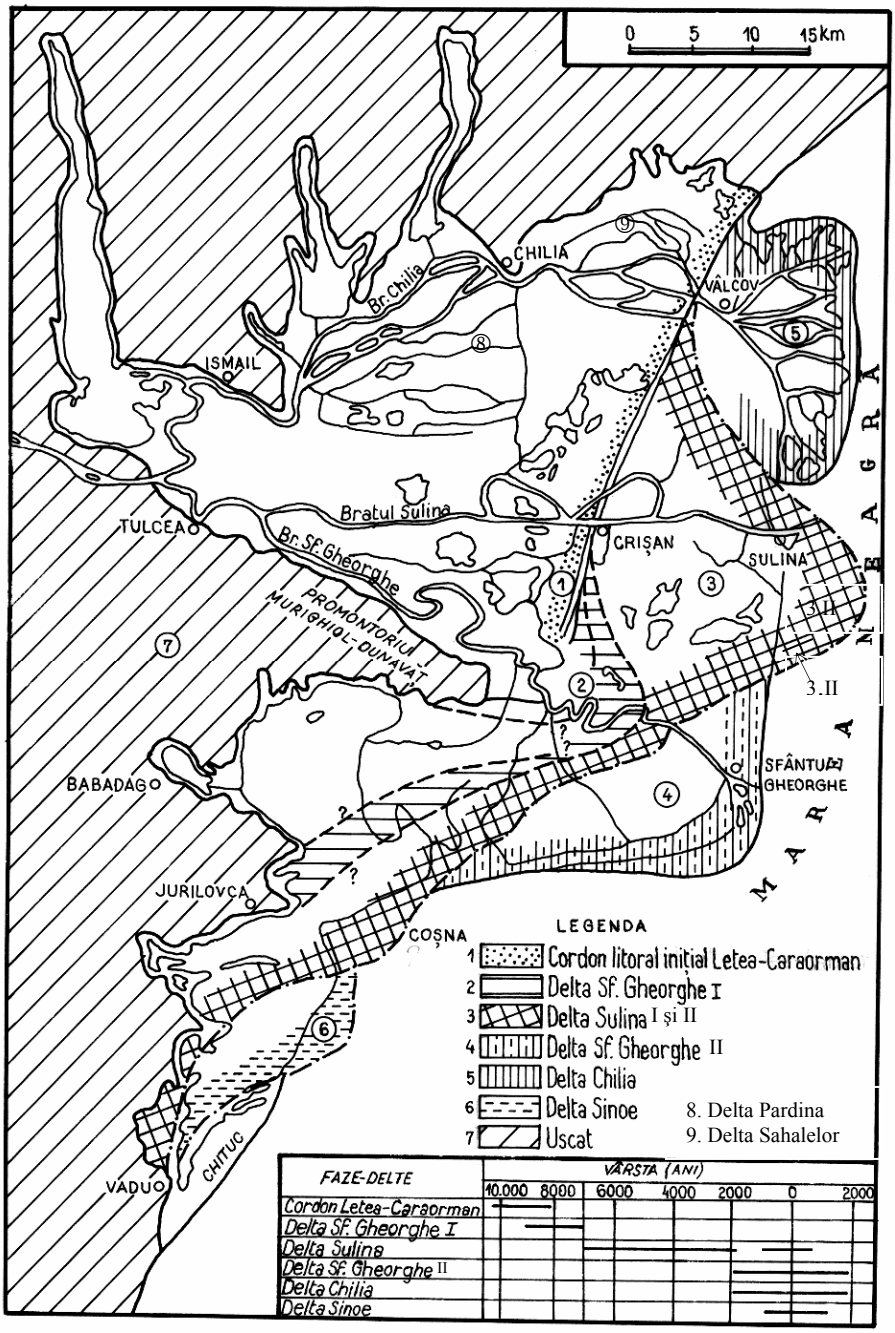


Fig. 75 – Deltele Dunării şi vârsta lor aproximativă (după N. Panin, 1983, cu modificări)

În acest timp delta fluviatilă se colmatează numai în jumătatea sa sudică, deoarece Dunărea construise în nord un lung *grind fluviatil pe aliniamentul Stipoc*. Acest grind transformase în limanuri toate gurile văilor din Bugeac: Ialpug, Catlabuc şi Chitai (Cogâlnicul pare să fi fost iniţial închis de un cordon litoral, după care s-a format şi grindul maritim Jibrieni). Grindul nordic fluviatil s-a sprijinit, în formarea sa, pe pintenul Izmail (Ucraina), pe martorul de câmp Stipoc şi pe sudul Câmpului Chilia. La sudul grindului Stipoc apăruse *al doilea braţ dunărean, Sulina*, care la început colmata numai delta fluviatilă, mergând către lacurile Matiţa.

2 b) În urmă cu 7200 (5200 î. Ch.) ani, în *faza nivelului maxim marin*, de circa + 4, + 5 m (transgresiunea danquerquiană[4], din optimum climatic, între 5000-2500 î. e.n.), braţul Sf. Gheorghe începe să se împotmolească, produce o deviere către sud şi realizează o deltă către Razelm, *Delta Dranovul de Vest* (4 pe fig. 75). Volumul principal de apă este de acum preluat de Sulina, care depăşeşte puţin cordonul litoral, începând să construiască *Delta Sulinei* I (3 pe fig. 75). Concomitent, un mic cordon litoral închide Razelmul (prelungirea sud 3 pe fig. 75). Din această fază s-au păstrat şi petice dintr-o terasă de 3-5 m, în fapt o luncă înaltă, pe care s-au găsit dese urme neolitice şi de bronz.

3) Răcirea climei conduce la o *regresiune a mării*, cunoscută sub numele de phanagoriană (2000 î. e. n.), sau dacică, cu un minimum de – 2, – 4 m, spre anul zero. Timp de 5200 de ani î.e.n. (până spre anul zero) Sulina a fost braţul principal şi, spre sfârşit (anii 2000 – 0 î.e.n.), favorizată de regresiunea amintită, realizează cea mai avansată deltă marină, *delta Sulinei* (3II pe fig. 75), alungită până la circa 15 km est faţă de gura actuală a braţului. În timpul regresiunii, pe locurile eliberate de mare se încheagă un sol care va fi ulterior fosilizat. Este *epoca culturilor antice* (sclavagiste, tracică, elenă, romană, dacică).

4) Cea din urmă fază în formarea Deltei se plasează în ultimii 2000 de ani, când începe o uşoară *transgresiune*. Aceasta are oscilări până pe la anii 1500 (+ 1 m între anii 0 – 1000 - transgresiunea nimpheană, şi – 1 m către anii 1500), după care nivelul creşte cu circa 2 mm/an (transgresiunea valahă). Se colmatează braţul Sulina; începe *abraziunea deltei Sulina*; se intensifică aluvionarea în delta fluviatilă; *se formează braţul Chilia* peste limanele nordice (traversând grindurile Stipoc, Chilia şi Jibrieni) şi construind, pe rând, *trei delte secundare*: Pardina (8), delta Sahalelor (9) şi delta Chilia (5 pe fig. 75). Şi braţul Sf. Gheorghe are un uşor avans, trecând peste grindul Crasnicol şi formând *delta Sf. Gheorghe II* (4 pe fig. 75); în sud se închide lacul Sinoie, prin *grindul Chituc*, cu material ros de mare din delta Sulinei dar şi adus de Sf. Gheorghe.

Câteva modele anterioare de formare a Deltei. Până la realizarea unor foraje în sedimentele Deltei (interpretate mai ales de *N. Popp* şi *N. Ionescu* 1958, *E. Liteanu* şi colab. 1961, 1963, *N. Panin* 1983, 1989 ş.a.), au existat multe cercetări bazate pe observaţii asupra morfo-hidrografiei actuale şi interpretarea acestora în sens ipotetic-evolutiv. Ipotezele sau modelele conturate aparţin în special următorilor autori: Gh. Murgoci (1912), *Gr. Antipa* (1914)[5], *C. Brătescu* (1923), *G. Vâlsan* (1934, 1935), H. Slanar (1945), M. Pfannenstiel (1950), *V. P. Zencovici* (1956) completat de P. Coteţ (1960), *I. C. Petrescu* (1957), Banu A. şi Rudescu L. (1957) ş.a.

• *Gr. Antipa* (1914) consideră că delta s-a format mai întâi într-un liman închis de un cordon litoral, care a fost străpuns pe rând de şase guri dunărene. Cordonul era compus din grinduri individuale, care începeau de la gura Nistrului şi ţineau până la capul Caliacra. Primul braţ care străpunge cordonul a fost Sf. Gheorghe. El mai avea două

[4] Maxim al transgresiunii flandriene.

[5] Cele subliniate sunt principale.

ramuri spre SE (Razelm), Dunavățul şi Cernețul. Urmează Sulina şi ultimul a fost Chilia. Cordonul inițial era subțire; ulterior, vânturile de NE şi valurile au realizat noi cordoane în evantai către SE față de grindurile Letea şi Caraorman. Acestea închideau mereu, în spatele lor, lagune înguste şi alungite, care apoi se colmatau. Acum s-a format şi grindul Sărăturile şi Perişor-Chituc, delta avansând mereu în mare.

• *C. Brătescu* (1923) porneşte de la un golf care se întindea şi în estul Câmpiei Române. Urmează o retragere a mării, perioadă în care se depune un strat de loess, îngropat azi de exemplu sub brațul Sulina la 6-7 m. În acest loess s-au găsit fosile de mamut (Rhinoceros antiquitatis) ş.a. Dunărea avea un singur braț, Sf. Gheorghe, cu gura de vărsare mult către est. Urmează o transgresiune care transformă Delta într-un nou golf, în care Dunărea depune aluviuni. Când gura Dunării ajunge, prin aluvionări progresive, la gâtuirea de la Isaccea începe istoria Deltei actuale. Factorii care au contribuit la geneza Deltei sunt: curentul fluviatil şi curentul maritim care crează grinduri (fluviatile şi marine), apoi dunele, insulele, bancurile de aluviuni etc. Rolul principal inițial a revenit brațului Sulina care a înaintat unghiular în mare, dar succesiv, în patru linii. În urma începerii colmatării gurii acestui braț, el staționează şi curentul principal de apă şi aluviuni trece pe Sf. Gheorghe şi mai recent pe Chilia. O dată cu ieşirea brațelor din golf în mare se creau şi cordoanele fluvio-marine din sudul lor, ultimul format fiind Letea. Trecerea alternativă a curentului fluviatil de pe un braț pe altul este ideea de bază în evoluția şi avansarea Deltei de la vest către est.

• *G. Vâlsan* (1934, 1935) priveşte Delta într-un mod cu totul nou, ca o unitate care este în regresie datorită abraziunii. Delta maritimă s-a clădit independent de cea fluviatilă pe o zonă de plaje şi a fost inclusă deltei fluviatile ulterior, când brațele Dunării s-au intrus aici, unde formează construcții fluviatile minime, ca delta Chiliei în formă de conopidă, bara submersă de la Sulina şi pâlnia brațului Sf. Gheorghe. Cordoanele maritime din nordul şi sudul Deltei se îndreptau convergent, sub formă de tombolo dublu, către Insula Şerpilor (fig. 76), între ele rămânând un cap triunghiular. Acest țărm-tombolo era foarte instabil, în spatele grindurilor formându-se mereu lagune, dar şi distrugându-se. Ca vârstă, primul cordon litoral ar fi de la sfârşitul perioadei glaciare, căci în el s-au găsit Rhinoceros antiquitatis şi Elephas meridionalis, iar celelalte sunt postglaciare.

V. P. Zencovici (1956) porneşte tot de la un golf, barat de grindurile litorale Jibrieni, Letea, Caraorman, colmatat de Dunăre. Cu timpul, în limanul colmatat s-au fixat trei brațe dunărene. Primul a fost Sf. Gheorghe la nord de gura căruia s-a format cordonul Caraorman. După anastomozarea sa a urmat Sulina, avansând şi mai repede şi impunând totodată formarea grindului litoral Letea spre nord, dar şi Crasnicol către sud. S-a revenit apoi la Sf. Gheorghe care a impus formarea cordonului Sărăturile. Ultimul a fost brațul Chiliei, când grindurile Letea şi Sărăturile încep să fie erodate, dar se crează delta Chiliei, precum şi grindul Jibrieni, iar țărmul de la sud de Sf. Gheorghe se stabilizează.

I. C. Petrescu (1957) consideră că în sudul fiecărei guri de vărsare a brațelor a funcționat câte un centru de acțiune, care determina o rezultantă NV-SE a curentului fluviatil (V-E) cu cel litoral (N-S) şi chiar cu vânturile de NE. Inițial a fost numai brațul Sf. Gheorghe axat pe falia Focşani-Galați-Tulcea-Mahmudia, care a impus grinduri către sud. Evoluția deltei de la nord de falie s-a accentuat ulterior din cauza subsidenței de aici. Au apărut apoi şi celelalte brațe ale Dunării, la gura cărora s-a format câte un grind fluviatil în evantai (Letea, Caraorman, Sărăturile), plus Jibrieni dependent de un braț mai nordic dispărut. Cordonul Jibrieni-Caraorman, care a barat golful şi l-a transformat în liman, s-a creat abia atunci când transgresiunea mării a pătruns printre cordoane (fluviatile ?) şi a clădit țărmuri succesive de la est la vest, ultimul Jibrieni-Caraorman

fiind în prelungirea țărmului Bugeacului. În prezent delta se deplasează de la nord la sud, ca dovadă grindul Jibrieni nu mai este în deltă, iar efectele acestora se simt la sud de Sf. Gheorghe. Deltele secundare se realizează numai acolo unde există adăpost (Bugeacul la nord de Chilia şi grindul Sărăturile la nord de Sf. Gheorghe).

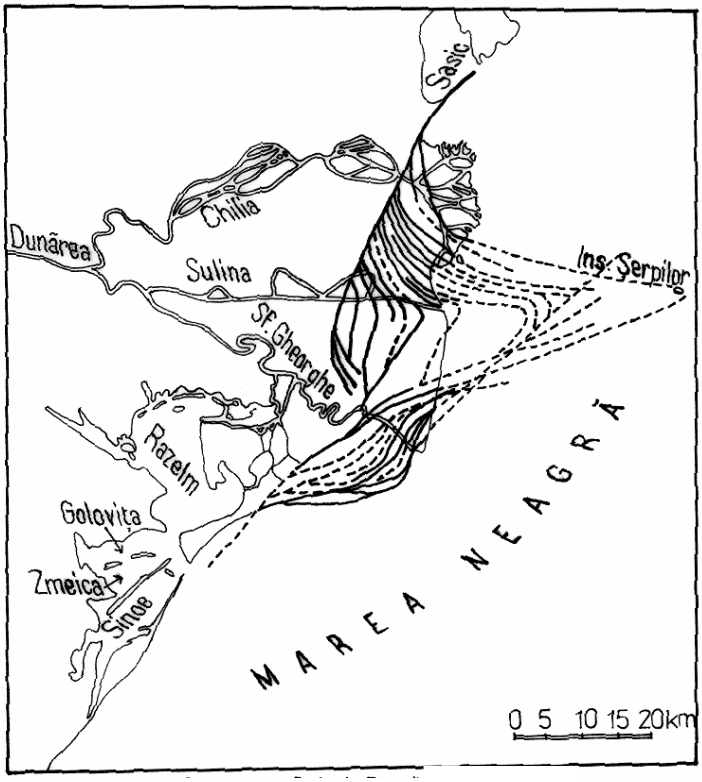


Fig. 76 – Formarea Deltei Dunării (după G. Vâlsan)

O sinteză a ipotezelor a fost efectuată de *Gr. Posea*, *M. Grigore* şi *N. Popescu* (1969)[6], din care redăm unele aspecte.

Majoritatea cercetătorilor pun accent pe rolul jucat de grindurile fluvio-maritime şi pe aportul pe care l-a avut în diferite faze fiecare din cele trei braţe dunărene. Evoluţia deltei rezultă din următoarele elemente: un golf cu aspect de estuar, plus unul mai sudic (Halmyris), un cordon litoral care a închis golful şi l-a transformat în liman şi apoi în deltă fluviatilă, braţe fluviatile care au străpuns cordonul şi au impus noi grinduri marine situate tot mai la est de cordon.

Toţi autorii admit *o etapă predeltaică* compusă dintr-o fază de uscat şi una de golf.

În faza de uscat s-a depus loess, Dunărea curgea pe un singur braţ (Sf. Gheorghe) şi se alungea mult către est, împreună cu alte văi (*Murgoci* 1912, *Brătescu* 1922 ş.a.). Plasarea în timp a acestui uscat diferă după autori. Unii admit un uscat din villafranchian şi până la sfârşitul glaciarului (*Antipa* 1912, *Murgoci* 1912, *Vâlsan* 1935, *Pfannenstiel*

[6] *Privire de sinteză asupra cunoaşterii genezei şi evoluţiei Deltei Dunării*, *Studii Geografice asupra Dobrogei*, Constanţa (1968).

1950 ş.a.), iar alţii plasează în acest timp şi una sau două transgresiuni (*Petrescu* 1957, *Liteanu* 1961). *E. Liteanu* susţine chiar că în würm transgresiunea a ajuns până la Brăila. Ceilalţi autori constată o regresiune în würm (- 80 m Pfannenstiel 1950, - 46 m Petrescu, iar mai recent se susţine – 130 m în würm III). Acum s-au format văile submerse.

În faza de golf apa mării ar fi ajuns până la Călăraşi (*Murgoci* 1912), sau până la Brăila (*Liteanu* 1961).

Dar trecerea de la golf la liman şi deltă se face atunci când nivelul mării era la minus 3-4 m. La această poziţie se ajunge printr-o regresiune de la un nivel mai înalt, de circa + 4 m (*Murgoci* 1912, *Antipa* 1912, *Brătescu* 1922, *Liteanu* 1961 ş.a.), sau, după alţii, prin transgresiune (*Vâlsan* 1935, *Pfannenstiel* 1950, *Fedorov* 1956, *Petrescu* 1957 ş.a.). De asemenea, se presupune că în cadrul golfului existau mai multe insule şi câteva peninsule (exemplu peninsula Chilia). Acestea vor juca un rol deosebit în fixarea cordonului litoral care va bara golful şi în dirijarea braţelor Dunării (*Murgoci*, 1912).

Etapa deltaică prezintă mai multe diferenţieri conceptuale care se referă la: vechimea deltei (2500 de ani la Murgoci, iar ceilalţi o plasează începând cu holocenul inferior – acum circa 12.000 ani), existenţa sau inexistenţa fazei intermediare de liman, modul de formare al deltei fluviatile şi al deltei maritime ş.a.

- În ce priveşte *delta fluviatilă*, ea s-a format, după diferiţii autori, în două moduri. a) Mai întâi s-a realizat un *liman* barat de un cordon exclusiv maritim. Ideea îi aparţine lui Antipa (1912) preluată apoi de mulţi alţii. Dunărea a colmatat relativ rapid acest liman, formând numeroase grinduri şi o deltă de tip Mississippi, dar braţele principale erau cele actuale. Se admite totuşi că braţul Chilia era plasat la sud de grindul Stipoc şi apoi s-a deplasat spre nord, într-o zonă lacustră, facilitat şi de o veche vale în care se colectau râurile-limane din sudul Bugeacului (*Murgoci,* 1912). În ce priveşte lungimea cordonului litoral şi numărul gurilor care l-au străpuns există totuşi deosebiri de vederi. *Murgoci* (1912) prelungeşte grindul maritim iniţial la sud de peninsula Dunavăţ şi admite şase guri dunărene, din care trei se deschideau spre actualul Razelm. Tot el crede că braţele principale aveau iniţial o zonă de adunare a apelor la sud de peninsula Chilia-Caraorman unde veneau braţele Chilia, Şontea şi Sulina, motiv pentru care braţul Sf. Gheorghe a avansat mai repede în mare, dar şi în Razelm, mai ales prin braţul Dunavăţ; b) Al doilea mod de formare a deltei fluviatile exclude faza de liman. *C. Brătescu* este cel care consideră că Dunărea a transformat golful în deltă fără a fi fost barat în prealabil. Cordonul litoral Jibrieni-Istria a început formarea sa pe sectoare şi numai atunci când braţele Dunării avansaseră cu colmatarea până la acest aliniament. Ultimele sectoare de grinduri au fost Istria şi Jibrieni-Vâlcov. În plus, nisipul cordoanelor ar fi fluviatil. Deci delta fluviatilă nu a fost barată, ci s-a autobarat în momentul când a intrat în contact cu aliniamentul curentului litoral. Acum delta a devenit de tip barat, ca cea a Nilului. Tot Brătescu accentuează dinamica alternativă a braţelor fluviatile prin anastomozarea celui mai avansat şi trecerea întâietăţii pe un braţ alăturat care va avansa şi mai mult, după care începe să se împotmolească.
- *Delta maritimă* se compune din grinduri foste sau actuale litorale, perpendiculare pe cele fluviatile, dar ele însele au orientări diferite: cordonul principal (Jibrieni-Caraorman) se dirijează aproape nord-sud, evantaiele sudice ale grindurilor Letea şi Caraorman spre sud-est, iar celelalte (Ivancea-Sărăturile, Crasnicol-Perişor şi chiar Chituc) către sud-vest (aproape perpendiculare pe primele). De aici şi interpretări diferite. a) Delta maritimă ar fi o formă de avansare în mare, concepţie susţinută de aproape toţi cercetătorii. Dar mecanismul formării diferitelor grupuri de grinduri şi originea nisipurilor prezintă variante. După *Antipa*, ca şi după *Brătescu*, *Zencovici*, *Petrescu* ş.a., grindurile se formau în faţa fiecărei guri de vărsare a Dunării, la întretăierea

cu curentul litoral şi închizând mereu în spate lagune. Totuşi, varianta Zencovici consideră că grindurile se formau numai la nord de gura braţului (unde curentul litoral îşi încetinea mersul şi se descărca de nisip), iar *Petrescu* le admite ca realizându-se spre sud. *Brătescu* socoteşte nisipul grindurilor aproape exclusiv fluviatil, iar evantaiele se dispersează pornind de la un punct staţionar ca cel de la Periprava sau Ivancea (pe Chilia şi Sf. Gheorghe). Între cele două puncte avansa braţul Sulina care trăgea după sine şi evantaiele grindurilor, spre est. În general, aceste concepţii admit că delta maritimă este mai nouă ca cea fluviatilă. b) Delta maritimă ca formă de regresiune are ca autor pe *G. Vâlsan*. El presupune un sistem de lagune formate pe o plajă când Dunărea nu exista sau era un singur braţ la „liziera Dobrogei". Sistemul de lagune şi-a fixat baza pe cordonul marin Jibrieni-Istria, care închidea golful. De la acest cordon s-au dezvoltat apoi cordoane în unghi, care creşteau pe sistemul celor de la Cape Kenedy. Prin vârful acestor cordoane se fixase o scurgere de apă deversată din laguna de tip golf. Ultimele cordoane au ajuns cu vârful până la insula Şerpilor, formând un tombolo dublu. Fenomenul se petrecea când nivelul mării era la minus 4 m. Transgresiunea ulterioară a afectat estul acestei delte lagunare, iar procesul de abraziune a impus o continuă regresiune, activă şi azi. Numai ulterior formării deltei maritime, delta fluviatilă ar fi atins cordonul litoral, l-a străpuns prin braţele Dunării şi a alipit la sine delta maritimă.

Aşadar, după toţi autorii amintiţi, etapele de formare a deltei actuale ar fi: liman, deltă de *tip Mississipi, deltă barată* (de cordonul litoral) şi *delta fluvio-maritimă*.

B. **Litoralul**

Se extinde pe o lungime de 245 km, între braţul Musura (al Chiliei) şi localitatea Vama Veche. Reprezintă o fâşie complexă de uscat şi submersă. Include, sub aspect morfologic, *faleza activă* şi cea *moartă, plaja, complexul lagunar* Razelm şi Siutghiol, *limanurile*, *delta maritimă*, iar ca părţi submerse fâşiile afectate de baza valurilor şi de curenţii litorali, respectiv: *plaja submersă* sau avantplaja (de la 0 m la minus 7-10 m), *versantul litoral* (– 7 la – 15 – 20 m) şi *glacisul litoral* (până la minus 25 – 45 m) sau, în faţa deltei, *frontul deltei* (între 0 şi minus 5 – 7 m) şi *prodelta* (până la – 50 – 60 m).

1. **Faleza** se alungeşte de la capul Dunavăţ (sud Deltă) şi până la Vama Veche. Este abruptă, verticală, având înălţimea de 10 – 30 m. Se prezintă în două ipostaze: activă şi în conservare sau moartă. Cea activă apare la sud de Capul Sengol (nord Constanţa, sau Capul Pescăriei). Faleza în conservare se află la vestul complexelor lagunare Siutghiol (Mamaia) şi Razelm. Ea a fost activă în timpul transgresiunii flandriene (neolitică), atunci când marea atinsese + 4 m şi a devenit inactivă o dată cu regresiunea dacică (sec. VII î.e.n.). Cele două faleze se deosebesc şi geologic şi geomorfologic; sudul se compune din calcare sarmatice orizontale şi cu loess, nordul are o structură şi petrografie mozaicată (calcare mezozoice, şisturi verzi, loessoide ş.a.); geomorfologic, faleza nordică s-a axat pe vechi golfuri şi capuri şi pe un relief de pedimente şi inselberguri, care se răspândeau până la insula Şerpilor, pe când cea sudică retează un podiş structural limitat la nord de falia Capidava-Ovidiu şi mai jos ca altitudine.

Ca urmare a acestor diferenţieri, marea a avansat sau s-a retras variabil în nord faţă de sud în timpul transgresiunilor sau regresiunilor din holocen, realizând ţărmuri şi litorale mai largi şi mai complexe în nord decât în sud. De exemplu, în timpul transgresiunii neolitice marea a avansat mai încet peste Dobrogea central-nordică, dar extrem de variat; a format golfuri peste unele intrânduri de pedimente, conturând capuri avansate, sau inselberguri transformate în insule, unele suprimate de eroziunea ulterioară. Tot aici există contactul dintre Dobrogea de nord şi Depresiunea Predobrogeană, care a dat cel mai mare golf, pe care se instalase anterior şi Dunărea. Faleza realizată de transgresiune era situată cam la aliniamentul meridian al falezei sudice dar avea un contur

sinuos, păstrat şi azi pe partea vestică a lagunelor. Din acest aliniament capurile avansau spre est, cu până la 45 km (ex. Capul Dunavăţ).

La nord de acest cap ţărmul se prelungea prin cordonul litoral Caraorman-Letea-Jibreni, recent format, parţial submers, dar cu rol de linie de ţărm. Cordoanele amintite nu aveau încă evantaie către SE.

În timpul regresiunii dacice, cele două sectoare de ţărm au reacţionat, de asemenea, diferit: cel nordic s-a deplasat mult spre est, părăsind faleza şi începând realizarea unor cordoane litorale care ţineau loc de ţărm; concomitent a avansat şi delta maritimă; ţărmul sudic, în schimb, cu o mare mai adâncă, s-a retras foarte puţin.

Când a început o altă mică transgresiune, cea valahă, ţărmul sudic a atins repede vechea faleză şi apoi şi-a reluat atacul prin abraziune, reactivând-o. În sectorul nordic însă deplasarea ţărmului spre uscat a avut de înfruntat suita cordoanelor litorale, mica adâncime a mării care frânează acţiunea valurilor, precum şi sarcina distribuirii aluviunilor dunărene. Faleza veche nordică nu a fost atinsă de mare în această ultimă transgresiune decât la Capul Midia.

- *Faleza sectorului sudic* se extinde pe circa 80 km şi se retrage cu circa 2 mm/an. Are o altitudine de 10-35 m, este relativ rectilină şi se întrerupe în dreptul văilor cu limanuri (Mangalia, Techirghiol, Agigea) sau în dreptul unor foste mici lagune, azi colmatate (Hergheliei, la nord de Mangalia şi la Comarova – Jupiter). Din loc în loc, faleza mai este crestată de văiugi suspendate, „valleuse". Tipul de evoluţie şi aspectele de amănunt ale falezei, ca şi dezvoltarea la baza sa a unor mici cordoane litorale, petice de plaje şi de benciuri (suprafeţe orizontale stâncoase) sunt în directă legătură cu structura geologică. Este formată din 3-4 strate de loess şi 2-3 orizonturi de soluri fosile, iar în baza lor se află o argilă roşie villafranchiană. Sub argilă şi continuate sub mare, stau strate de calcare sarmatice. Acestea prezintă uşoare ondulări, ca de exemplu sinclinalul văii Techirghiol, şi chiar fracturi şi denivelări, ceea ce face ca suprafaţa lor structurală să se plaseze în trei situaţii: peste, sub, sau la nivelul mării. Când placa de calcare este la nivelul mării sau sub el, faleza este numai din argilă şi loess, prezintă prăbuşiri şi se retrage mai repede (Agigea, Eforie, Tuzla). Tot în această situaţie pe sinclinale s-au instalat mici golfuri sau chiar văi interioare. La baza loessului se pot observa începuturi de firide, dar care dispar repede prin prăbuşirile în felii. Pe calcarele de la nivelul mării, sau imediat sub, se pot forma marmite de 10-50 cm, ca la Costineşti. Când pătura de argilă suprapusă calcarelor este mai groasă de 1 m, iar pânza freatică este bogată sau îmbogăţită prin irigaţii în exces (de exemplu, în bazinul Techirghiolului) apar alunecări combinate cu prăbuşiri, ca la Eforie Sud, Capul Tuzla, Capul Pescărie – Constanţa. Acestea se activează puternic la furtuni sau după, din cauza subminării bazei falezei. Sub nivelul mării se evidenţiază adesea suprafeţe pietroase şi stâncoase de calcar.

Când placa de calcar se ridică peste nivelul mării, obişnuit cu 1-3 m, dar spre Mangalia uneori şi mai mult, atunci faleza se retrage mai lent. Se schiţează capuri axate pe anticlinale, iar în cadrul falezei se formează şi trepte structurale, cu stânci şi bolovani în bază, cu firide incipiente, cu puţuri de sufoziune în marginea stratului de loess. Dacă firida rămâne cu un plafon subţire şi jos de calcar, acesta poate fi perforat prin dizolvare; la înaintarea valurilor, când firida se umple cu apă, apar „ţâşnitori" prin gurile de perforare (V. Trufaş, 1969).

- *Faleza nordică* este inactivă, „moartă", cu mai multe sinuozităţi şi cu capuri stâncoase şi mai înalte: Dunavăţ 56 m, Enisala-Capul Stâncii 86 m, Iancina 62 m, Doloşman 56 m, Midia 22 m. În lacul din faţa falezei apar insule provenite din inselberguri (Popina 47 m, Grădiştea, Popineţul, Bisericuţa 9 m – toate din calcare şi ciotul insular de la Cetatea Histria, din şisturi verzi). Unde faleza a rămas în contact cu

apa lagunelor, ea este activată uşor în perioadele cu vânt de NE şi E. Multe porţiuni de la baza falezei sunt însă colmatate sau ocupate de vegetaţie mlăştinoasă (vestul Goloviţei şi lacului Sinoie).

2. **Plajele şi cordoanele litorale** sunt caracteristice sectorului nordic, unde se alungesc pe 65 km. Ele se întâlnesc şi în sud, dar pe suprafeţe reduse şi cu precădere în faţa văilor de tip liman şi a golfurilor mici cu mlaştini aproape colmatate. În sud plajele sunt dominate de nisip mai grosier şi de cochilii ca la: Mangalia, Venus, Jupiter, Tatlageac-23 August, Costineşti. Tot aici, în urma efectuării unor diguri au apărut noi petice de plaje.

În sectorul nordic ţărmul se compune dintr-o înşiruire de cordoane emerse şi chiar submerse, cu înălţimi de până la 2 m, pe care pot apărea dune. Partea dinspre mare a cordonului, care este permanent măturată de valuri, formează „faţa plajei"; ea are deasupra o treaptă (bermă), iar sub mare se continuă cu „avantplaja". Este ţărmul cel mai mobil şi se complexează în plus prin aluviunile aduse de Dunăre şi redistribuite de valuri şi curenţii marini.

Dacă faleza sectorului nordic reprezintă o formă realizată în timpul transgresiunii neolitice, ţărmul jos cu cordoane şi plaje, situat mai în est, s-a format în timpul regresiunii dacice şi s-a combinat cu conturarea lagunelor şi a deltei maritime. Linia ţărmului actual, de cordoane, este însă de transgresiune şi reprezintă numai un moment în reculul început o dată cu transgresiunea valahă. Aceasta tinde să aducă linia de ţărm la vechea faleză. Reculul se face prin abraziune, dar şi prin împingerea nisipului din cordoane, către vest, în timpul furtunilor, ceea ce de fapt duce la deplasarea cordonului. Dovadă elocventă a abraziunii este ţărmul de la nord de Sf. Gheorghe care retează perpendicular cordoanele mai vechi ce constituie grindul Sărăturile. Fenomenul de împingere a cordonului de ţărm se observă bine şi în faţa Complexului lagunar Razelm. Retragerea poate atinge 5-30 m/an, dar uneori se produc şi refaceri sau reveniri, obişnuit mai reduse. În dreptul gurilor Dunării au loc şi avansări, în special în sudul acestora, cu până la 80 m/an la Chilia, 20 m/an la Sfântu Gheorghe şi 15 m/an la Sulina. Aici iau naştere delte secundare (Chilia), bare (Sulina) şi grinduri insulare (Sacalin).

Din acest proces complex (de abraziune a unui ţărm de vechi cordoane, combinat cu retragerea anumitor cordoane, dar şi cu construcţia altora noi, sau a unor delte secundare) rezultă mai multe tipuri şi subsectoare de ţărm jos (vezi în continuare).

3. **Lagunele şi limanurile** s-au format o dată cu delta şi în legătură cu transgresiunile şi regresiunile postglaciare. Lagunele reprezintă golfuri marine care au fost închise prin cordoane de nisip create de curentul litoral. Limanurile sunt guri largi de râuri, în general mici sau cu aport scăzut de aluviuni (cum este Nistrul), şi care au fost de asemenea barate de către un cordon litoral sau fluviatil. Mecanismul general al formării lor a fost următorul.

a) În timpul regresiunii, sau regresiunilor, din glaciarul würm, când nivelul mării scăzuse la minus 80-130 m, văile dobrogene şi cele din Câmpia Română de est, inclusiv cele care curgeau prin sudul Bugeacului, s-au adâncit mult, atingând în estul Deltei până la 80-90 m.

b) O dată cu transgresiunea neolitică, postglaciară, nivelul mării s-a ridicat treptat, atingând în „optimum climatic" + 4-5 m faţă de actual. Apele mării au avansat peste Dobrogea de est şi peste actuala Deltă până pe la Brăila sau chiar Călăraşi. Au luat naştere două elemente noi de litoral: golfuri şi estuare. Pe litoralul situat la nord de Capul Sengol (Constanţa) au apărut trei golfuri mari, cel al Deltei, Razelmul (Halmyris) şi Siutghiolul, iar la sud unele mult mai mici. Estuare s-au format pe gurile tuturor râurilor

şi pe Dunăre (golful Deltă-Galaţi), inclusiv în Câmpia Română situată la est de o linie est de Giurgiu – gura Neajlovului – Câmpia Săratei – Buzău – Siretul inferior.

c) În continuare, Dunărea şi râurile mari, care cărau multe aluviuni, au început să-şi ridice patul prin aluvionări intense pentru a-şi pune de acord profilul de curgere cu noul nivel de bază, cel de + 4-5 m al Mării Negre. Râurile mici şi cu debit solid foarte redus nu au putut ţine ritmul ridicării patului de curgere cu cele mari. Ca urmare, gurile lor au fost barate, fie de mare prin formarea de grinduri litorale, fie de colectorii principali prin grinduri fluviatile. În spatele acestor grinduri au luat naştere lacuri de tip liman, marin sau fluviatil. Dacă Marea Neagră avea flux şi reflux, gurile râurilor rămâneau estuare; acestea lipsind, estuarele s-au transformat în limanuri. Fenomenul s-a întâmplat similar şi cu golfurile, curentul litoral închizându-le prin cordoane de nisip şi formând lagune.

Bararea estuarelor şi golfurilor s-a făcut treptat, dar mai ales în timpul regresiunii dacice (fanagoriană) care a adus nivelul mării la minus 4 m.

d) În prezent ne aflăm într-o a patra fază, aceea a colmatării lacurilor.

În amănunt, acest fenomen de barare a golfurilor şi gurilor unor râuri a prezentat particularităţi locale, cel mai complex fiind procesul de formare al lagunei Razelm-Sinoie.

3.a. *Lagunele*

• *Complexul lagunaro-limanic Razelm-Sinoie* este compus dintr-o succesiune de lagune şi mai multe limanuri fluvio-lagunare mici. Lagunele componente sunt: *Razelm* (415 km^2), *Sinoie* (171 km^2), *Golovița* (119 km^2), *Zmeica* (54 km^2). La acestea se adaugă complexul *Leahova-Peritеasca* (din estul Razelmului) şi următoarele limanuri lagunare: *Calica* (la gura văii Nucarilor , aproape colmatat), *Balta Silişte* (pe valea cu acelaşi nume, aproape colmatată), *Agighiol* (la gurile văilor Tulcea şi Cataloi; are maluri abrupte, înalte de 4-5 m), lacurile *Sărătura* şi *Cotului* (pe văile cu acelaşi nume; complet colmatate), *Babadag* (25 km^2, prezintă două intrânduri pe văile Teliţei – balta Zebil şi Taiţei – balta Toprachioiului), *Ceamurlia* (la gurile văilor Slava şi Ceamurlia) , *Balta Săruri* (pe valea cu acelaşi nume, este azi o câmpie lacustră), *Nuntaşi* sau Duingi şi cu o prelungire sudică – lacul Tuzla (are două prelungiri spre vest, una pe râul Nuntaşi sau Duingi şi alta pe râul Săcele; prezintă nămol sapropelic) (fig. 77).

În vest, complexul lagunaro-limanic este mărginit de fosta faleză a mării. Totuşi, între Capul Dunavăţ şi Capul Enisala (unde apar limanele Calica până la Babadag inclusiv) ţărmul lagunei Razelm este format dintr-o câmpie litorală joasă, de 2-3 m înălţime şi deseori mlăştinoasă. Este un areal de pedimente invadat de transgresiunea postglaciară. Insulele Popina şi Grădiştea din Razelm, foste inselberguri, dovedesc acest fapt. Mai la sud de Enisala, ţărmul se complexează, apar capuri înalte, ca Iancila şi Dolojman formate din roci mai dure (calcare) şi intrânduri pe marne, chiar pe conglomerate. Faleza a fost uneori activată prin abraziune lacustră, apar chiar firide, bolţi şi arcade. La est, înspre mare, ţărmul este jos, format din cordoane de nisip, cu dune (cordoanele Perişor şi Chituc). Către NE-ul Razelmului se află Câmpia lacustră Dranov, la sud de braţul Sf. Gheorghe, formaţiune deltaică.

Cele patru lagune sunt separate de grinduri secundare care s-au format în fazele succesive ale închegării Complexului Razelm. Într-o primă fază (transgresiunea postglaciară-neolitică) se formează *golful Halmyris*. Bararea golfului se face apoi în alte două faze. Mai întâi, faza de *lagună şi golf*, cînd transgresiunea se stabilizase şi a fost construit cordonul Crasnicol – est Dranov – Lupilor (oarecum în prelungirea sud-vestică a Caraormanului. Acesta a izolat de mare sectorul deltaic Dranov şi limanele Razelm – Golovița – Zmeica, prin aport de nisip adus de braţul Sf. Gheroghe. În acest timp delta fluviatilă era formată. Tot acum s-a înnisipat vestul Câmpului Dranov, prin care laguna

Razelmului s-a izolat şi de delta Dunării. Golful Halmirys a rămas deschis numai în actualul lac din Sinoie (lagună-golf). Aici, pe promontoriul dintre lacurile Istria şi Sinoie, s-a construit, în sec. VII-VI î.e.n., cetatea şi portul Histria de către grecii veniţi din Milet. Faza respectivă se plasează ca timp la sfârşitul optimului climatic şi până prin sec. V î.e.n. , când are loc regresiunea fanagoriană (dacică), la – 4 m. Acum braţul Sf. Gheorghe depăşeşte şi linia cordonului Caraorman – Letea, trecând probabil pe la nord de grindurile Ivancea – Sărăturile (Stoma Peuce)[7]. În faza a treia, de *lagună* Razelm-Sinoie, se construieşte şi al doilea cordon litoral al lagunei, Zăton – Perişor şi Chituc. Fenomenul pare legat de transgresiunea histriană (*M. Bleahu, 1963) sau valahă* (*A. Banu*, 1965), care a început cam în sec. I î.e.n.. Acest cordon izolează şi laguna Sinoie, iar portul histrian nu mai poate funcţiona. După *M. Bleahu* (1963, p. 48) cordonul Chituc s-a finisat numai în sec. III, e.n. Cordoanele mai mici, care separă Zmeica de Goloviţa, sau lacul 6 Martie de Razelm, sau Razelmul de Leahova şi Peritеasca (Mare şi Mică), s-au format ulterior datorită valurilor şi curenţilor din interiorul lagunei (*Al. Brăileanu*, 1938). În timpul barării lagunei Sinoie, braţul Sf. Gheorghe s-ar fi mutat la sud de grindul Sărăturile aducând nisip pentru construirea celui de al doilea cordon litoral. Ulterior, în mod lent începe să se anastomozeze, iar greutatea construcţiei deltei maritime trece pe Sulina şi apoi pe Chilia.

• *Alte lagune*, formate relativ similar, dar tot mai mici, se găsesc mai la sud. Cel mai important este lacul *Siutghiol* de 20 km^2. A fost separat de mare prin cordonul foarte lat pe care se găseşte staţiunea Mamaia. Înspre vest este limitat de vechea faleză a mării, activată lacustru. Se află pe un sinclinal faliat (falia Capidava – Ovidiu). Originea sa este deci tectono-abrazivă dar şi carstică, având un abundent aport de apă dulce din fundamentul carstificat. Acesta este şi motivul pentru care are apă dulce şi o adâncime mare, de minus 17 m, iar oglinda lacului se află ceva mai sus decât nivelul mării. Aproape de Siutghiol s-a format şi laguna *Tăbăcăria*, mult mai mică, legată prin canale de mare dar şi de Siutghiol.

Imediat la nord de oraşul Mangalia se mai găseau două mici lagune, colmatate, mlaştinile *Herghelia – Mangaliei* şi *Comarova* (între Neptun şi Jupiter, amenajată în patru lacuri mici: Neptun I şi II, Jupiter şi Tismana).

3.b. *Limanurile marine*

Sunt de trei tipuri: fluvio-lagunare (vezi Complexul lagunaro-limanic Razelm-Sinoie), fluvio-maritime şi fluviatile (inclusiv cele fluvio-deltaice).

• *Limanurile fluvio-maritime* se găsesc pe ţărmul de la sud de Capul Midia. În prezent au aspect de lac, mlaştină sau mici câmpii de colmatare. Acestea sunt următoarele: *Lacul Gargalâc* sau Corbul (circa 5 km^2), situat spre vest de Capul Midia, pe valea Vetrei), *Taşaul* (circa 19 km^2, pe valea Casimcea, cu o faleză tăiată în calcare jurasice), *Agigea* (transformat în gura Canalului Dunăre-Marea Neagră), *Techirghiol* (12 km^2, pe valea cu acelaşi nume, cu faleze tăiate în calcare sarmatice şi loess, închis de cordonul litoral pe care se află Eforie Sud, adâncimea maximă 9 m, are nămol sapropelic), *Costineşti* (la gura de vărsare a văilor Arnăut şi Cilic şi pe un început de sinclinal al calcarelor sarmatice, aproape colmatat), *Tatlageac* (pe valea Gherengeni, uşor meandrat, aproape colmatat, are şi izvoare de apă dulce), *Mangalia* (alungit meandrat pe 9 km în cadrul văii cu acelaşi nume, are maluri abrupte săpate în calcare sarmatice; a fost legat, în 1979, cu marea printr-un canal spre a-l transforma în golf-port).

[7] Grindul Sărăturile pare a fi insula *Peuce* a lui Strabon (63 î.e.n. – 19 e.n.), iar Stoma Peuce – gura Sf. Gheorghe.

4. **Limanurile fluviatile**, deşi nu fac parte din litoral, s-au format din aceleaşi cauze şi prin acelaşi mecanism ca şi cele fluvio-marine. Ele se găsesc în Dobrogea de vest şi în Câmpia Română de est (Câmpia Limanurilor), la gura râurilor mici (cu excepţia Prutului) care se varsă în Dunăre sau în colectori care vin din Carpaţi (fig. 77). Apar aproximativ la est de meridianul Bucureştiului, adică până acolo unde s-a simţit „remuul" trangresiunii neolitice (din „optimum climatic"). În susul Ialomiţei acest remuu a impus limanuri până aproape la circa 82 m altitudine (Bălteni-Snagov), pe Buzău până la 47 m (Coşteiu), pe Argeş la sub 43 m (Comana), iar pe Dunăre de la 20 m în avale (valea şi lacul Gogoşari şi lacul Cătălui pe râul Zboiu). Aceste influenţe diferenţiate au fost legate şi de cantitatea de aluviuni, mai ales grosiere, cărată de colector şi raportată la volumul său de apă.

- Limanurile de pe stânga Dunării: *Gogoşari* (pe terasa I, la vest de Giurgiu), *Cătălui* (pe râul Zboiu), *Iezerul Mostiştea* (pe Mostiştea), *Gălăţui* (valea Berzei), *Călmăţui* (la nord de actuala gură a Călmăţuiului), *Brateş* (pe Prut, drenat în cea mai mare parte).
- Limanuri din nordul Deltei (fluvio-deltaice): *Cahul*, *Ialpug*, *Catlabug*, *Chitai*.
- Limanuri din dreapta Dunării (Dobrogea): *Gârliţa*, *Oltina*, *Dunăreni* (Mârleanu), *Vederoasa*, *Baciu*, *Rasova*, *Cochirleni*, *Carasu* (azi canal), *Seimeni*, *Boascic*, *Traian*, *Turcoaia*, *Greci* (Carcaliu).
- Limanuri pe văile mici afluente Argeşului: *Comana* (la gura Neajlovului), câteva colmatate situate pe stânga Argeşului în avale de confluenţa cu Dâmboviţa; *Cernica* (pe Colentina, la confluenţa cu Dâmboviţa).
- Limanuri pe văi afluente Ialomiţei: *Scroviştea* (Bălteni), *Snagov*, *Căldăruşani*, *Jilavele*, *Cotorca*, *Sf. Gheorghe*, *Sărăţuica*, *Fundata*, *Scheauca*, *Iezer*, *Strachina*.
- Limanuri pe văi afluente Buzăului: *Coştei*, *Jirlău*, *Câineni*, *Balta Amara*, *Balta Albă*, *Ciulniţa*.
- Limanuri pe văi afluente Siretului: *Lozova*, *Mălina*, *Cătuşa*.
- La gura Prutului este limanul *Brateş*, azi aproape total desecat. El indică totodată că râul cară puţine aluviuni grosiere şi nu şi-a ridicat suficient patul după adâncirea din würm, ca şi Nistrul.

5. **Terase marine sau trepte structurale şi pedimente** ? reprezintă o altă problemă a litoralului românesc şi a Dunării inferioare. De-a lungul timpului s-au emis păreri asupra existenţei, dar şi a inexistenţei de terase marine în Dobrogea. Printre autorii care amintesc sau presupun terase marine pe litoralul românesc, se pot cita: *Peters K.* (1867), *Murgoci Gh.* (1914), *Emm. de Marrtonne* (1922-24), *C. Brătescu* (1928), *G. Vâlsan* (1935) şi *Al. Roşu* (1969). Referirile la terase sunt în general vagi şi fără cartări, cu excepţia lui Al. Roşu care prezintă şi o hartă cu şapte trepte sau terase de abraziune. Ba chiar, după autorul citat, aceste trepte ar pătrunde şi în depresiunile Nalbant şi Cerna (din sudul Munţilor Măcin) şi pe Culoarul Cerna-Babadag (1973 p. 374 şi fig. 97)[8]. Pentru inexistenţa teraselor marine pe litoralul românesc s-au făcut numai aprecieri generale, cea mai clară atitudine fiind luată de *Gr. Posea* (1980 a şi b). El explică într-un alt mod treptele nord şi central-dobrogene, anume ca suprafeţe de pedimente şi de glacisuri retezate ulterior de Dunăre şi de mare sub forma unor frunţi de terase. Există o singură excepţie, un început de terasă marină de 3-5 m. Argumentul de bază l-a reprezentat cartografierea tuturor pedimentelor dobrogene şi a inselbergurilor (între care şi insule ca Popina, Insula Şerpilor ş.a.) (fig. 31 şi 32), dar şi faptul că în cuaternar Marea Neagră nu a avut niciodată un nivel mai mare de 4-5 m şi acesta în postwürm (optimum climatic).

[8] *Geografia fizică a României*.

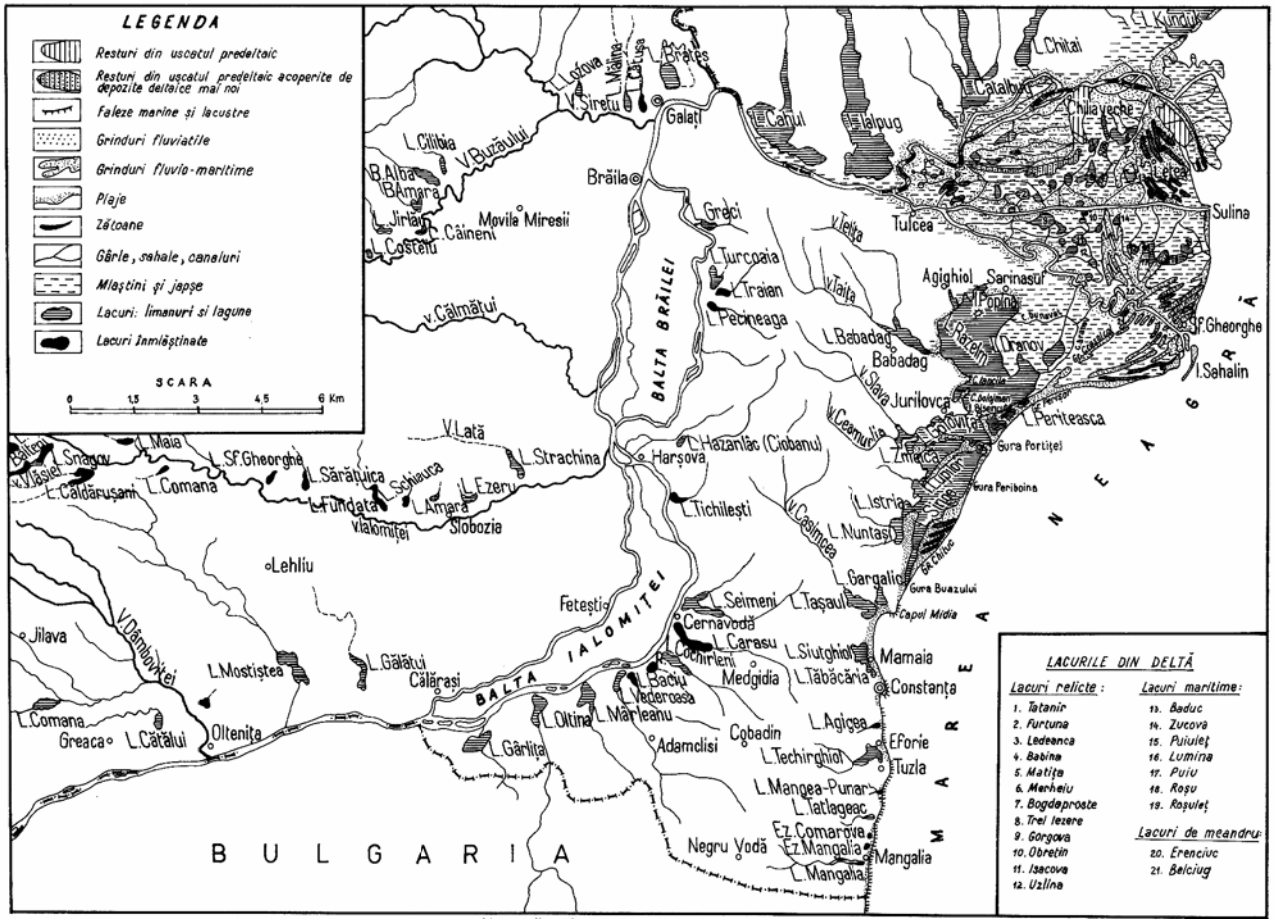


Fig. 77 – Limanurile şi lagunele din sud-estul României

Dintre cei care au cercetat Dobrogea la teren, aproape nimeni nu a indicat terase marine clare. Gh. Murgoci (1914) scria că „De-a lungul coastei Mării Negre … nu se văd urme de terase sau ele nu sunt tocmai evidente" (p. 321). *C. Brătescu* (1937) era de părere că, dacă „au existat terase marine, ele au dispărut demult prin … abraziunea valurilor, care au silit falezele să se retragă …" (p. 32). *I. P. Voiteşti* (1937) observă că, începând de la o linie vest Mangalia – vest Constanţa – Tulcea apare „o zonă de fracturi, nu o simplă linie …" (p. 18) de la care Dobrogea coboară sub mare. Peste această zonă fracturată, în lăsare, a înaintat marea, ţărmul prealabil fiind, de exemplu în dreptul Constanţei, cu cel puţin 150 km mai la est. Argumente pentru o asemenea extindere sunt aduse şi de: existenţa unei terase lacustre de vârstă romaniană în vestul Dobrogei (vezi mai departe), dar lipsind în est, şi de inversarea în cuaternar a cumpenei marilor înălţimi, începând de la valea Carasu spre sud, de unde nu mai coincide cu cumpăna apelor. Era vorba deci, de *o altă Dobroge*, mult mai lată şi care se extindea ceva mai mult chiar spre vest şi nord unde malurile sunt subsăpate azi de Dunăre.

Există totuşi semnalări de trepte, zise uneori terase, mai ales în nord.

Pe ţărmul sudic (sud de Capul Midia), cu faleză, *C. Brătescu* (1928, p. 23) indică numai fragil una-două trepte la nivelul plăcii de calcar, mai rar şi în loess, şi altele în lungul limanurilor şi văilor afluente, cum ar fi pe Mangalia, Techirghiol şi Taşaul-Casimcea. Treptele legate de placa de calcar apar între 1-3 m şi sunt *prispe structurale*.

Pe de altă parte, prăbuşirile loessului de deasupra argilelor roşii (care stau peste calcare) le socoteşte *terase de surpare* (*Brătescu*, 1928, p. 23) sau terase false (idem, 1938, p. 70).

În ce priveşte treptele de pe limanuri şi ale văilor ce curg spre mare, le semnalăm în limanul Techirghiol, la Iezerul Mangaliei sau Hergheliei, la Tatlageac şi Costineşti. Se găsesc la 3-5 m şi la 8-12 m uneori chiar 20 m, pe calcare, neprezentând în nici un loc structuri de terasă, deci sunt structurale. Treptele se continuă nesemnificativ în lungul văilor, uneori în loessurile mai vechi, sub forma a două glacisuri îmbucate longitudinal. Noi le-am interpretat ca 1-2 *funduri de văi glacisate*, formate înainte de depunerea loessului würmian şi rămase suspendate o dată cu adâncirea talvegurilor în würm şi mulate de loess. Aceste trepte se prelungeau, o dată cu văile respective, mult către est, de aceea ele sunt ceva mai ridicate în Dobrogea de azi şi nu apar pe faleză actuală. Totuşi, treapta inferioară, de 3-5 m, de pe văi, putea fi realizată şi în timpul transgresiunii neolitice, de + 4 – 5 m.

În *Dobrogea nordică* semnalările de terase au fost mult mai numeroase. *Gh. Murgoci* (1914) citează unele „semne de terase" (p. 322) pe promontoriul Dunavăţ, pe insula Popina, la Tulcea-Monument (la 3-4 m şi 22 m) etc. *Emm. de Martonne* (1922-1924) avea impresia mai multor trepte în arealul Tulcei: platforma superioară a Tulcei (la 150 m, cu „o orizontalitate surprinzătoare, care te face să te gândeşti la o platformă de abraziune marină" – p. 207), o treaptă intermediară (la 60-80 m, între Isaccea şi Tulcea şi acoperită cu loess), o terasă la 20-30 m (între Isaccea şi Tulcea, şi între Pricopan şi Baltă, ce ar corespunde cu terasa aluvială Brăila-Galaţi – p. 207). *C. Brătescu* (1928) reia, oarecum nivelele lui Martonne, cu mai multe precizări. Astfel, „câmpia litorală de la nordul lagunei Razelm, acoperită de loess şi având o altitudine de 5-8 m, nu e decât o suprafaţă de veche abraziune marină, ridicată în diluviu[9], deci o terasă diluvială. Tot de atunci datează şi slaba depresiune dinspre Murighiol, ocupată azi de câteva lacuri sărate, deci un vechi braţ de mare, care izola de restul Dobrogei micile coline din capătul

[9] *Diluvium* = *pleistocen* = glaciar.

peninsulei Dunavățul" (p. 23)[10]. Înălțarea din diluviu o pune pe seama glaciațiunii (ridicări în arealele mărginaşe glaciațiunii, p. 19-20). În ce priveşte terasa de la Tulcea-Monument (22 m) şi „larga câmpie circulară de sub dealurile Saricei (numită de Brătescu terasa Niculițel – Saon), cuprinsă între Isaccea – Niculițel – Mănăstirea Saona, acoperită de loess şi având înălțimea de circa 50 m, peste nivelul Mării, nu se poate admite ca vechi terase dunărene …, ci mai curând ca resturile unor terase de abraziune marină, probabil de la începutul diluviului sau din pliocen …" (p. 22-23). Brătescu mai afirmă că platforma numită de el Tulcea (cea inferioară) ar fi de vârstă pliocenă şi creată de abraziune. Aceasta, la vest de linia de dislocare Tulcea-Babadag, ar fi fost înălțată (Platforma Teliței), iar la est a coborât (Platforma Dunavățului); de aceea înclină azi de la 190 m în vest la 90 m în est (p. 55). Totodată, dealul „Denistepe (Dealul Mării) ar fi fost o insulă în mijlocul apelor care înaintau peste platformă din direcția actualului lac Razim" (p. 54). Câmpia dimprejurul acestui martor indică, după Brătescu, …"mai multe niveluri, clar etaje, între cursul inferior al Taiței şi Teliței" (p. 54), care ar fi cauzate de „procesul de eroziune normală şi de abraziune marină îndeplinit mai târziu, în mai multe cicluri, din cauza schimbărilor negative ale nivelului de bază, care, în cele din urmă – şi anume în diluviu – au exondat şi şelful marin de la răsăritul Dobrogei" (p. 54). Deşi, cum susține el, aceste niveluri sunt clare în câmpia din jurul Denistepeului (Depresiunea Nalbant), când le enumeră, o face fugitiv şi le indică mai ales în alte părți: suprafața de 100-110 m la sud de Frecății; nivelul de 80-60 m la Isaccea (amintit şi de *de Martonne*); nivelul de 45-50 m (terasa de abraziune Niculițel-Saona, de 50-30 m, treapta de la sud de lacul Babadag etc.); nivelul de 25-30 (de la Denistepe, Satu Nou etc.); suprafața netedă ca masa, la circa 5-8 m (sud-est de Zebil, nordul Razelmului la Agighiol-Beibugeac). Despre ultima suprafață accentuează încă o dată că este de abraziune şi exondată în diluviu când a devenit câmpie litorală. Mai amintim că în 1942, în valorosul său studiu asupra oscilațiilor de nivel ale Mării Negre, nu aduce nimic nou, lăsând să se înțeleagă nesiguranța sau inexistența teraselor marine pe litoralul românesc. Reaminteşte totuşi de „văi cu niveluri etajate de eroziune, a căror vârstă rămâne a fi determinată", iar „în văile unor limane (Mangalia, Mamaia, Taşaul) nivelurile inferioare corespund cu cele din scara Depèret, cu mici diferențe" (p. 96). Nu indică însă aceste nivele. Menționăm, în legătură cu etajarea nivelelor câmpiei din jurul Denistepeului, că în toată Depresiunea Nalbant există mult mai mulți martori de tip inselberg şi în jurul fiecăruia se află câmpuri elipsoidale de pedimente, îngemănate între ele în mod variat, la altitudini diferite şi formând pe ansamblu o pediplenă. Nicăieri nu există urme clare de abraziune şi nici de terase fluviatile.

Al. Roşu (1969) indică, pe latura nord-dobrogeană, şapte platforme de abraziune „în subsectorul deltei şi cinci în zona predeltaică, unde cele două terase inferioare – operă, de data aceasta a Dunării – lipsesc, numărul lor fiind stabilit în urma cercetărilor noastre preliminare" (p. 72). Altitudinile teraselor (numite astfel mai ales în hartă) sunt: 2-4 m, 8-10 m, 15-20 m, 30-45 m, 55-65 m, 75-85 m, 95-110 m. Cu excepția penultimei, acestea sunt de fapt terasele din scara Depèret, deşi Marea Neagră a fost relativ izolată de Mediterana. Având în vedere situația specifică a Mării Negre şi a litoralului dobrogean, pentru afirmarea unei asemenea scări a teraselor erau necesare argumente şi precizări, cum ar fi anumite profile prin terasele respective; ori, acestea lipsesc la autorul citat.

Cercetările făcute de noi, ne-au convins, cum a afirmat şi *C. Brătescu* (1928), că numai prispa din vestul Dunavățului, de la Sarinasuf, de circa 4-8 m, apare, în parte, ca o

[10] Gh. Murgoci (1914) crede că aici ar fi fost un braț al Dunării care separa insula Peuce (p. 324).

suprafață de abraziune. Dar vârsta nu este din prewürm sau diluviu (Brătescu), ci din timpul transgresiunii neolitice şi realizată pe o poală anterioară de pediment. Urme ale acestei abraziuni apar şi în limanul Techirghiol şi în martorul de şisturi verzi (2 m) din ruinele cetății Histria şi mai puțin clare în alte părți. În rest, treptele celelalte, de la Dunavăț până la Măcin, amintite de Al. Roşu, inclusiv „terasa" de la Tulcea-Monument, sunt suprafețe de pediment, acoperite sau nu cu loess, dar mai ales de loessoide cu cât se urcă spre inselberguri.

Noi am cartografiat pedimentele şi inselbergurile din Dobrogea nordică şi centrală la scara 1: 50.000 (fig. 31 şi fig. 32) (*Posea*, 1980). Din analiza acestora rezultă o pedimentare foarte avansată, pe care am plasat-o cu aproximație în villafranchian, dar cu perfectări importante şi în timpul climatelor periglaciare ale pleistocenului, cu precădere în imediata apropiere a inselbergurilor. Poalele pedimentelor se extind în mod diferit, uneori foarte mult (ca la Denistepe) şi cu pantă lină descrescândă, dar niciodată orizontală. De asemenea, aceste poale de pediment se îmbină variat unele cu altele, creând o multitudine de înşeuări largi, culoare şi mai ales trepte, la orice altitudine; toate acestea nu îşi au deci originea în transgresiuni şi regresiuni marine, sau în variații ale profilului de curgere al Dunării. Dar, odată cu formarea Dunării pe la nordul Dobrogei, cu adâncirea unor văi dobrogene şi cu transgresiunea neolitică a Mării Negre, pedimentele mărginaşe lor au fost retezate sub forma unor frunți de terase, dar nu la altitudini racordabile genetic, ci la toate altitudinile pe care le aveau pedimentele din locurile respective. A apărut astfel impresia unor terase. Cum cercetătorii noştri nu erau obişnuiți cu asemenea reliefuri de tip pediment şi nu le sesizaseră ca atare, le-au parafat ca terase (deşi unii au spus-o cu îndoială, vezi Murgoci şi Brătescu). Amintim ca exemplu, că la Murighiol şi la Dunavățul de Jos, inundațiile brațului Sf. Gheorghe, ca şi ploile torențiale au îndepărtat stratul de loess şi, la zi, a apărut clar suprafața pedimentului, retezată în strate de calcare mezozoice, cu pantă înclinată care intră sub aluviunile actuale din marginea Razelmului sau sub Baltă, şi urcă invers până sub vechile cupole ale inselbergurilor; este deci un exemplu clar că nu poate fi terasă. Asemenea pante de pediment, pe calcare dezgolite, se pot observa şi pe poteca ce urcă de la lacul Babadag la cetatea Enisala. Că aceste pedimentări se făceau începând de la altitudini mai joase decât actualul nivel al mării, stau mărturie unele insule din Razelm, dar mai ales Insula Şerpilor, care este o cupolă, ca rest de inselberg, în jurul căreia se află, submers, un larg pediment.

O precizare în plus este necesară. Marea Neagră a avut totuşi oscilații periodice în cuaternar, între minus 130 m şi plus 4-5 m. De asemenea, brațul Sf. Gheorghe al Dunării s-a adâncit şi ridicat sacadat între minus 80 m şi plus 4-5 m. Este deci normal să existe *terase marine îngropate* sub sedimente marine, dar nu pe țărmul dobrogean. În ce priveşte Dunărea şi ea poate avea pânze aluviale şi chiar mici trepte de tip terase îngropate situate în cadrul pachetului foarte gros al aluviunilor de sub luncă (până la patul würmian), sau în cadrul sedimentelor deltaice.

6. **Terasa lacustră levantină**, din sud-vestul Dobrogei, deşi nu face parte din litoral, totuşi, lipsa ei în partea de est dovedeşte acea mişcare de coborâre a părții de răsărit şi de ridicare înspre Câmpia Română, mişcare ce a inversat linia marilor înălțimi. Această terasă lacustră a fost introdusă în literatura geografică de *C. Brătescu* (1928). El a înglobat-o mai întâi platformei generale sud-dobrogene („platforma inferioară levantină", 1928, p. 47); apoi, o separă ca „terasă levantină lacustră" (1938, p. 52). În precizarea şi delimitarea acestei terase se conduce după studiile lui *R. Pascu* (1909) şi mai ales ale lui *Şt. Manolescu* (1917)[11]. Acesta din urmă a indicat prezența ponțianului superior, a

[11] Citați după *C. Brătescu*.

dacianului şi a levantinului pe latura de sud-vest a Dobrogei, ca prelungiri ale lacului Câmpiei Române. După datele acestui autor, levantinul are aici o grosime medie de 50 m şi se compune din trei orizonturi principale: calcare lacustre în bază (cu intercalaţii subţiri argiloase, grezoase sau cărbunoase), nisipuri remaniate din sarmaţian şi, în fine, un strat de marnă vânătă. Peste el urmează o argilă roşie de decalcifiere, groasă până la 8-9 m, şi loess ce trece uneori de 40 m.

Formaţiunile lacustre s-au depus de obicei pe cretacic; în această parte, sarmaticul fusese erodat în timpul meoţianului şi ponţianului inferior. Tot *Şt. Manolescu* constată o *faleză levantină* pe distanţa Rasova-Vlahii.

C. Brătescu precizează că *suprafaţa terasei levantine* este la 120-145 m altitudine absolută, având o uşoară pantă spre nord, sau la 108-133 m prelungirea peste Baltă; excluzând grosimea loessului, nivelul terasei rămâne la 85-110 m altitudine relativă; ruptura de pantă faţă de podiş se plasează la 180-140 m. Tot după *C. Brătescu*, această terasă – care este de acumulare (nu de abraziune) – s-ar fi înălţat la altitudinea actuală o dată cu orogeneza valahă din Carpaţi.

Mai recent, *P. Coteţ* (1969) – bazat pe o extindere probabilă a levantinului, consemnată de *C. Gheorghiu* şi *M. Nicolescu* (1966) – consideră că terasa levantină poate fi admisă şi mai la nord de Rasova, şi anume, până la Hârşova; admite chiar ca posibilă o acţiune litorală levantină şi în golfurile următoare: Sarai, Mircea Vodă, Cârjelari, Cerna, Greci şi chiar Isaccea, Niculiţel , Somova etc. (p. 55). Problema, în acest ultim sens (treaptă levantină), a fost pusă şi de *Gh. Murgoci* (1914) pentru porţiunea de sub izohipsa de 50 m de sub Niculiţel şi dealul Sarica (p. 402).

7. **Complexul deltaic submarin** aparţine deopotrivă litoralului ca şi platformei continentale, deoarece frontul deltei începe practic de la linia de ţărm şi se sfârşeşte printr-un glacis, iar prodelta se suprapune platformei. Acest complex se realizează prin depuneri fluviatile dar sub apele mării. La extinderea şi forma sa contribuie curenţii fluviatili de viitură, dar şi curenţii litorali şi valurile. Se compune din două forme principale: frontul deltei şi prodelta (*N. Panin*, 1989).

Frontul deltei ocupă circa 1300 km^2, are o pantă mai lină (platforma sau terasa frontului), cu înclinări de 0,002-0,006%, ce coboară până la izobata de 5-7 m (în dreptul braţului Sf. Gheorghe atinge 12-15 m), şi o alta uşor mai înclinată (0,008-0,01%), ce merge până la minus 20 m, în nord şi minus 35-40 m, în sud.

Prodelta (5500 km^2) continuă până pe la 50-60 m sub mare.

Pe sedimentele acestor unităţi se observă mici văiugi, de 4-10 m, formate la descărcările de viitură ale Dunării. Ambele forme (frontul şi prodelta) sunt deplasate mult spre S şi SV datorită curentului litoral care preia o parte din aluviunile dunărene.

8. **Sectoarele de litoral şi tipurile de ţărm**. În subdivizarea litoralului românesc se ţine seamă, de obicei, de tipul principal de ţărm, cu faleză şi fără (cu cordoane şi plaje). Faleza se continuă totuşi şi la nord de Capul Sengol, până la Capul Dunavăţ, dar inactivă (cu excepţia Capului Midia), plasată în spatele unor lagune. Şi mai la nord linia de ţărm are în spatele său cordoane maritime deltaice. Ca urmare, se impune delimitarea a *trei sectoare de litoral*: *deltaic* (între Braţul Musura şi portiţa Peritеasca), *lagunar* (Peritеasca şi Capul Dunavăţ până la Capul Singol) şi *cu faleză* (până la Vama Veche*)*. În cadrul acestora se disting subsectoare, dar şi tipuri şi subtipuri de ţărm (fig. 79), care în general nu trebuie confundate cu subsectoarele.

Cea mai mare varietate de subsectoare şi subtipuri de ţărm se găseşte în sectorul deltaic, din cauza unei mari mobilităţi rezultată din înfruntarea celor două tendinţe opuse: abraziunea, specifică întregului ţărm, şi acumulările impuse de braţele Dunării.

• *Litoralul deltaic* cuprinde fâşia extinsă între grindurile Letea-Caraorman-Cap Dunavăţ şi glacisul submers al frontului deltaic. *Linia de ţărm* se dispune aici oarecum N-S, între gura Musura şi sud de gura Braţului Sf. Gheorghe, iar apoi se dirijează brusc aproape E-V. Schimbarea de direcţie se face exact în prelungirea limitei nordice a Capului Dunavăţ, ţărmul retrăgându-se spre vest cu peste 35 km. Influenţa puternică a aluviunilor dunărene şi a Capului Dunavăţ în poziţia ţărmului deltaic, mult mai avansat faţă de cel lagunar, rezultă clară.

Caracterele acestui litoral sunt următoarele: ţărm jos, cordoane şi plaje, cea mai avansată poziţie spre est, cu extindere în vest peste delta maritimă, iar în est peste frontul deltaic; este singurul ţărm care avansează spre mare, pe sectoarele din sudul gurilor fluviatile, dar pe altele stagnează sau se retrage uşor; are cele mai mari câmpuri emerse (în delta maritimă) şi cu cele mai multe aşezări (deşi foarte rare).

Divizarea acestui litoral în subsectoare este dată de gurile braţelor Sulina şi Sf. Gheroghe, iar în cadrul acestora se întâlnesc mai multe subtipuri de ţărm jos.

- Subsectorul gura Musura-Sulina urmează conturul golfului Musura. Are trei laturi, care constituie şi *trei subtipuri de ţărm*, toate în avans către mare datorită îndeosebi aluviunilor aduse de Musura şi Braţul Stambul (Ucraina). Latura nordică (Musura-Cardon) avansează mai repede, ţărmul este mlăştinos, indecis, cu vegetaţie palustră (mlaştini de deltă secundară, după *Em. Vespremeanu*, 1987). Latura vestică avansează mai încet, este mai rectilină, dar tot mlăştinoasă, spre sud evidenţiindu-se însă mai bine plaja emersă. În nordul Canalului Sulina, pe circa 8 km, apar conuri de acumulare submerse, din aluviuni evacuate printre elementele de consolidare a jetiurilor canalului.

- Subsectorul Sulina-Sf. Gheorghe este un *ţărm rectilin*, tipic de abraziune, dar axat pe cordoane de acumulare; are 2-3 subtipuri. Între Sulina şi gârla Împuţita apare un cordon litoral, în care adesea este săpată o mică terasă de abraziune (benci de nisip). Mai la sud, în dreptul lacului Roşuleţ, ţărmul avansează peste un câmp deltaic jos şi mlăştinos, cu stuf, uneori apărând benciuri săpate în plaur. În continuare, ţărmul devine mai înalt, până aproape de 2 m, are dune de nisip şi retează perpendicular vechile cordoane ale grindului Sărăturile; benciurile sunt săpate în nisip, iar către gura Sf. Gheorghe s-a format şi o plaje foarte largă, cu o dinamică activă; ţărmul submers este compus din mai multe aliniamente de bare şi se retrage mai încet.

- Subsectorul Sf. Gheorghe-Peritеasca este, în cea mai mare parte a sa, de tip „*barieră cochiliferă* în retragere paralelă" (*Em. Vespremeanu*, 1987), cu precădere între Ciotic şi Perişor. Aportul de nisip este redus şi rămâne, de obicei, submers, ţărmul emers fiind compus din acumulări cochilifere. Între Sf. Gheorghe şi Ciotic apare o dublare a ţărmului, prin *insula barieră Sacalin*. Ţărmul este complex, cu un şir de insule barieră, cu procese de avansare în alternanţă cu o retragere rotaţională, cu benciuri săpate în cordoanele de nisip (la Perişor), cu limbi ce închid parţial lacuri ca Zătonul Mare şi care se retrag şi ele rotaţional. La NE de Peritеasca s-a creat chiar un *ţărm de acumulare emers,* larg dezvoltat, cu multe şiruri de dune şi multe bare submerse.

• *Litoralul lagunar* are ţărm jos, cu cordoane, adesea discontinui, fiind *cel mai rectilin ţărm*, iar ca poziţie este intermediar între cel deltaic şi cel sudic. În suprafaţă, litoralul este dominat de lacuri lagunare, iar spre podiş este delimitat de o faleză inactivă. Ţărmul este *în retragere*, prin deplasarea rotaţională a cordoanelor spre vest; se subdivide în trei subsectoare.

- Subsectorul Peritеasca-Gura Portiţei are un *ţărm lagunar emers* foarte lat, compus din grinduri şi lacuri, având similitudini cu ţărmul anterior al Zătoanelor. Este în retragere paralelă peste câmpia lagunară emersă, iar în partea submersă are multe bare.

- Subsectorul Gura Portiței-Chituc este un *țărm de periboine* sau portițe, compus dintr-o barieră lagunară foarte îngustă şi fragmentată, care se retrage în detrimentul lagunei.

- Subsectorul grindului Chituc se caracterizează prin țărm emers în retragere, cu cordon foarte lat, un adevărat *câmp de țărm*, cu dune, în creştere uşoară către sud. A început protejarea lui prin construirea unui dig ce ar atinge 20 km.

- Subsectorul Midia-Sengol are un cordon relativ larg, dar în uşoară retragere, cu benciuri săpate în nisip, cu puternice influențe antropice (canal, refaceri de plaje, diguri). Este un sector de tranziție între litoralul sudic cu faleză şi cel nordic cu plaje.

• *Litoralul cu faleză activă* se extinde la sud de Capul Sengol. Aici malul podişului vine în contact direct cu marea. Se caracterizează prin: țărm înalt cu stabilitate mai mare, totuşi în retragere, orientare N-S, cu uşoare ondulări date de capuri şi golfuri nesemnificative, lățime mică, plaje discontinui şi foarte înguste, cea mai vestică poziție, cele mai multe intervenții umane (diguri pentru spargerea valurilor şi formarea de plaje, ziduri în faleză, porturi, drenuri de faleză), cel mai intens folosit atât industrial şi pentru navigație, dar mai ales balnear. Aici sectorizarea este mai puțin evidentă, dar se formează *patru tipuri de țărm* care alternează între ele: *cu faleză şi cu plaje înguste* la baza falezei (Costineşti); *fără faleză*, *cu limane* (Agigea, Techirghiol, Tatlageac, Mangalia), sau cu mici lagune asanate (Comarova, Hergheliei) şi cu cordoane şi plaje; *cu faleză şi fără plaje*, dar cu benciuri pietroase (pe calcare sarmatice); *cu faleză afectată de prăbuşiri* şi alunecări, fără plaje naturale, cu benciuri pietroase (Eforie Sud).

Este puternic transformat de om prin betonarea sau zidirea falezei, diguri portuare, diguri de protecție şi de baraj paralele cu faleza şi cu plaja, stabilopozi implantați în apa mării până la 200-300 m în larg. În arealul Eforie Sud s-au efectuat şi lucrări de frânare a prăbuşirilor şi alunecărilor de pe faleză (1957-1960). În această parte faleza a suferit surpări puternice în 1930, 1935, 1938, 1939 şi după 1990.

Plajele de pe litoralul sudic sunt foarte reduse dar mult folosite şi apar în dreptul limanurilor şi lagunelor, mai rar chiar sub faleză. De la nord la sud ele se întâlnesc la: *Constanța* (Plaja Modern, sub faleza cu alunecări, are circa 600 m lungime), *Agigea* (transformată în gura canalului şi în port), *Eforie Nord şi Sud* (se extind sub faleză, în dreptul celor două stațiuni, unde este foarte îngustă, şi pe cordonul ce închide limanul Techirghiol; are circa 4,5 km lungime şi lățime de 10-100 m; la N şi S plaja este apărată de diguri de larg), *Costineşti* (în dreptul limanului Costineşti, începând firav cam la sud de Capul Tuzla, pe un cordon de circa 1,5 km şi lat de 50-200 m, dar plaja are cam 10-50 m lățime), *Tatlageac* (cordonul limanului are lățime de 60-80 m şi e străbătut de cala ferată), *Olimp* (sub faleză, 0,5 km lungime, îngustă, apărată de diguri în V), *Neptun* şi *Jupiter* (plajă comună, pe cordonul fostei lagune Comarova, lung de 2 km şi lat de 50-100 m; mlaştina lagunară a fost amenajată în patru lacuri mici: Neptun I şi II, Jupiter şi Tismana; la sud de lacul Tismana, plaja se continuă şi sub faleză, pe circa 1 km, protejată de diguri în Y), *Aurora* (la sud de capul Aurora, plajă mai mult artificială, realizată prin diguri), *Venus* (plajă sub faleză ce continuă pe cea de la Aurora, dar în sud trece în cordonul fostei lagune Herghelia Mangaliei, lungă de 1,4 km şi lată de 80-100 m), *Saturn* (plajă largă în N, pe cordonul lagunar şi îngustă sub faleza Saturnului, protejată de 5 diguri şi dantelată cu mici golfulețe); *Mangalia* (plajă lată de 50-150 m, cu nisip fin, protejată de diguri, situată sub faleză; se continuă lin sub apă, având sub 1 m până la 200 m în larg; la sud se află cordonul limanului Mangalia, tăiat în 1979 când s-a realizat portul-golf), *2 Mai* (plaja porneşte din cordonul lacului Mangalia şi se îngustează sub faleză; are un nisip foarte fin), *Vama Veche* (plajă îngustă, de 10-40 m, lungă de 300 m, creată în fața unui mic golf realizat de o văiugă).

9. **Dinamica litoralului** este în legătură cu acţiunea valurilor, curenţilor şi, pe timp îndelungat, şi cu oscilaţiile de nivel. *Valurile* activează puternic la ţărm, în special după linia de spargere, situată obişnuit la 10-20 m de la ţărm. Influenţa lor se resimte însă până la 15-45 m adâncime, respectiv până la circa 4-30 km distanţă de ţărm. După forţa de acţiune a valurilor se pot deosebi 2-3 fâşii. *Fâşia de plajă* (mai ales la ţărmul jos), pe care apa realizează un dute-vino, este cea mai îngustă. Următoarea este *fâşia unde valurile acţionează puternic*, se extinde de la linia de spargere, a valurilor spre plajă sau, la ţărmul înalt, până la faleză. În continuare, către larg, urmează a treia fâşie, *până la linia unde baza valului se simte pe fundul mării*, dar valul nu se sparge, ci numai se deformează. Aceste fâşii se extind sau se restrâng şi se deplasează în funcţie de mărimea valurilor.

Cantitatea de *aluviuni* cu care se încarcă valurile, rupte de la mal sau aduse de Dunăre, amplifică forţa de izbire a lor. Aluviunile contribuie şi la avansarea ţărmului sau la înălţarea fundului mării. Aşa de exemplu, cele peste 58 milioane tone de aluviuni pe an aduse de Dunăre, dacă s-ar distribui uniform, ar ocupa o suprafaţă de 10 km spre larg, cu un front de 100 km, pe care s-ar depune 6,5 cm/an, iar ţărmul ar avansa cu 7,4 m/an. Revărsarea se face însă neuniform, 65% din aluviuni fiind evacuate de Chilia şi împrăştiate pe un front de 40 km.

Adâncimea la ţărm, topografia şi *natura fundului*, ca şi *curenţii* sunt alţi factori ce influenţează dinamica ţărmului. Curenţii contribuie atât la distribuirea aluviunilor dunărene spre sud, dar şi la formarea unor cordoane litorale.

Pe termen lung, *oscilaţiile de nivel* au dus la deplasarea ţărmului spre larg sau în interior. Transgresiunea neolitică a împins ţărmul cel mai mult spre vest, pe cordoanele Letea-Caraorman şi la faleza din spatele lagunelor. Regresiunea dacică a făcut ca ţărmul să avanseze în mare, cu peste 200 m în faţa Mangaliei (se găsesc urme de ziduri etc., la minus 2-3 m sub apă), iar în faţa deltei poate cu circa 10 km (*G. Vâlsan* admitea un „vârf de lance" până la 37 km, pe Insula Şerpilor). În prezent (transgresiunea valahă) ţărmul se retrage în faţa mării care avansează.

C. **Platforma continentală românească**

Cuprinde 23.700 km^2 (5,7% din Marea Neagră), socotiţi de la linia de ţărm, ceea ce reprezintă 1/6 din totalul şelfului Mării Negre, sau 1/10 din suprafaţa ţării. În mod obişnuit se consideră platformă continentală câmpia submersă care începe de la limita plajei submerse, adică de la minus 7-10 m. Include deci şi versantul litoral (–7 la – 20 m) şi glacisul litoral (până la minus 25-45 m), iar în nord şi prodelta (până la – 55 m). În unele lucrări această parte este asimilată cu *sectorul intern al şelfului*, acela influenţat de factorii continentali (sedimente terigene, transportul sedimentelor aluvionare, acţiunea curenţilor, structura şi textura sedimentelor, salinitatea şi temperatura apei etc.).

În nord, pe paralela golfului Musura, platforma are cea mai mare extindere, circa 180 km, şi cea mai mică adâncime, necoborând sub minus 70 m. În faţa Deltei, la 37 km de ţărm, se găseşte Insula Şerpilor, un fost inselberg pe care Vâlsan (1934) credea că s-a sprijinit vârful deltei la un maximum de avansare. În dreptul Constanţei, la circa 180 km în larg, adâncimea coboară la 180-200 m. Pe paralela Vama Veche platforma se îngustează la 100 km.

Panta câmpiei de şelf este foarte mică, de numai 0,3‰ în N şi 0,4-1,0‰ în S, în timp ce panta fâşiei de ţărm este mult mai mare. Panta taluzului creşte la 6-10 ‰, extrem de rar până la 20‰.

Fundamentul platformei este similar celor patru compartimente structurale ale ţărmului, dobrogean. Are blocuri mai ridicate (horsturi) şi altele coborâte (exemplu, grabenul Sulina), uniformizate însă topografic de sedimentările mai recente. Etapele la care a stagnat ţărmul mării în timpul transgresiunilor şi regresiunilor din pleistocenul

superior au fost marcate de cordoane, distruse ulterior sau păstrate în parte, la diferite niveluri (minus 100 m, 33 m, 25 m, 18 m).

Aluviunile deltaice pătrunse în mare au creat, în nord, frontul deltei şi prodelta (vezi Complexul deltaic submarin), extins peste platformă şi aparţinând fie de litoral, fie de platforma internă.

Au fost sesizate şi *văi submerse*, în general colmatate, şi conuri aluviale würmiene, care se prelungesc sau nu din văile continentale: Nistru, Kogâlnic, Sf. Gheorghe, Casimcea, Techirghiol, Mangalia.

Întinsul platformei continentale, de la ţărm la taluz, se împarte în trei fâşii sau sectoare. *Fâşia internă*, între – 7 şi – 10 m până la – 40 – 50 m, a fost netezită, ca şi restul, prin abraziune dar are acumulări suprapuse, de tip continental şi este modelată de valuri şi curenţi. Se remarcă şi resturile unor cordoane foste litorale, pe la – 18 m, – 25-27 m şi – 33-34 m. *Fâşia mediană*, între – 40 (50) la – 70 m, este mai uniformă, sedimentele sunt mai fine, cele mai multe fiind argiloase, iar peste ele apar şi unele conuri de dejecţie, cum ar fi ale Casimcei şi Techirghiolului. *Fâşia externă*, între – 70 m şi – 130 m prezintă unele ondulări paralele cu ţărmul, remarcabilă fiind cea de la – 100 m, iar în dreptul braţului Sf. Gheorghe apare un fost con dunărean. Mai departe urmează taluzul sau *abruptul continental*, care începe uneori de la – 130 m, alteori de la – 180 m. În partea sa superioară (până pe la – 700 m) este mai fragmentat, cu văi de tip canion şi alunecări de sedimente, iar sub 1000 m există şi conuri de dejecţie, reunite uneori sub formă de glacis continental.

Bibliografie

Andronic Gh., Neaţu M., Rădulescu A., Lascu S. (1989), *Litoralul românesc al Mării Negre*.

Antipa Gr. (1941), *Marea Neagră*, vol. I, Acad. Română, Publicaţiile fondului „V. Adamachi".

Banu A. (1961), *Observaţii şi măsurători asupra oscilaţiilor de nivel actuale şi seculare ale apelor Mării Negre la ţărmul românesc*. „Hidrobiologia", 2.

Banu A. (1963), *Unele consecinţe ale înălţării seculare a nivelului Mării Negre asupra evoluţiei morfohidrografice a Deltei Dunării*. „Hidrobiologia", IV.

Banu A., Rudescu C. (1965), *Delta Dunării*, Editura St. Bucureşti.

Bleahu M. (1962), *Observaţii asupra zonei Istria în ultimele trei milenii*. *Probl. de geogr*., vol. IX, Bucureşti.

Bleahu M. (1963), *Observation sur l'evolution de la zone d'Istria en cours de trois derniers millénarres*. „Revue de géol. et de géogr.", t. VI, nr. 2.

Bondar C. (1963), *Contribuţii la studiul nivelurilor Mării Negre*. „Studii de Hidrologie", vol. IV.

Botzan M. (1987), *Originea şi evoluţia Deltei Dunării*, „Hidrotehnica", vol. 32, nr. 12.

Braier A. (1976), *Lacurile de pe litoralul românesc al Mării Negre*, Editura Acad. R.S.R.

Brăileanu Al. (1938), *Lacul Razim. Geneza şi evoluţia lui*. „Bul. Soc. Rom. Reg. Geogr.", vol. LVII, Bucureşti.

Brătescu C. (1915), *Lacul Mangalia*, „Bul. Soc. Rom., Geogr.", t. XXXVI, Bucureşti.

Brătescu C. (1923), *Delta Dunării. Geneza şi evoluţia sa morfologică şi cronologică*. „B.S.R.R.G.", XLI (1922).

Brătescu C. (1928), *Pământul Dobrogei. Volum jubiliar Dobrogea*, Editura Cultura naţională, Bucureşti.

Brătescu C. (1933), *Profile cuaternare în falezele Mării Negre*. „Bul. Rom. Geogr.", t. III.

Brătescu C. (1935), *Falezele Mării Negre între Carmen Silva şi Schitu Costineşti*, „Analele Dobrogei", vol. XVI.

Brătescu C. (1942), *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în Cuaternar*, „Bul. Soc. Geogr.", LXI.

Coteţ P. (1960), *Evoluţia morfohidrografică a Deltei Dunării*, *Probl. de Geogr*., VII.

Coteț P. (1966), *Litoralul Mării Negre între Eforie şi Costineşti (cu privire specială asupra lacului Techirghiol.* „Hidrobiologia", vol. VII, Bucureşti.
Coteț P. (1966), *Țărmul Mării Negre şi evoluția lui în timpurile istorice. Histria, monografie arheologică*, II, Bucureşti.
Coteț P. (1967), *Quelques considerations sur l'Holocéne de la Roumanie*. „Rev. roum. de géol. géoph. et . géoph., serie de geographie", t. II, nr. 1.
Cotovu V. (1945), *Date hidrografice pentru țărmul românesc al Mării Negre*. Anal. Min. de Comunicații şi Lucrări Publice, seria III, vol. IV.
Cotovu V. (1958), *Contribuții la studiul efectelor dinamice ale mării asupra coastei româneşti şi a lucrărilor de apărare*, Hidrotehnica, t. 2.
Degens T. E., Ross A.D. (1974), *The Black Sea – Geology, Chemistry and Biology*. Memoir 20. The American Association of Petroleum Geologists. Tulso, Oklahoma, U.S.A.
Faibridge Rhodes W. (1956), *Niveaux multiple de la mér a l'âge postglacial*. Acts. IV, Congr. International. Quaternaire.
Feodorov P.V. (1956), *Osovremennoi epohe v gheologhicescoi istorii Cernogo Morea*, „Dokl. Akad. Nauk, S.S.S.R.", vol. 110, nr. 5.
Gâştescu P. (1959), *Limanele fluviatile dintre Ostrov şi Cernavodă* (SV-ul Dobrogei). „Met. Hid. şi gosp. Apelor" nr. 2.
Gâştescu P. (1960), *Considerații morfogenetice asupra limanelor din cursul Ialomiței*, *Probl. de geogr*., vol. VII.
Gâştescu P. (1963), *Lacurile din Republica Populară Română. Geneză şi regim hidrologic*. Editura Academiei R.S.R., Bucureşti.
Gâştescu P. (2001), *Harta turistică a Deltei*. Editura Venus.
Gâştescu P., Driga B. (1982), *Modificări actuale ale țărmului românesc între Chilia şi Capul Midia*. „B.S.G.", seria nouă, vol. VI (LXXVI).
Gâştescu P., Driga B. (1983), *Delta Dunării*, hartă turistică, Editura Sport-Turism.
Gâştescu P., Driga B. (1988), *Some organizing in the Danube Delta geographical space.* „R.R.G.G.G., Géographie", 32.
Gâştescu P., Nicola A. (1961), *Lacurile de pe valea Colentinei – geneză şi regim hidrologic*. „Com. Acad. R.P.R.", vol. XI, nr. 3.
Gheorghiu C., Papuc C. (1962), *Date noi privind evoluția şi relieful fundului Mării Negre*, „Natura", 1.
Grumăzescu H. (1963), *Procesele fizico-geografice actuale de pe teritoriul Deltei Dunării*. „Hidrobiologia", vol. IV.
Grumăzescu H., Stăncescu C., Nedelcu E. (1963), *Unitățile fizico-geografice ale Deltei Dunării*. „Hidrobiologia", vol. IV.
Iancu M. (1966), *Considerații fizico-geografice asupra Dobrogei maritime. Dobrogea maritimă*. Bibl. geogr., 4.
Ianovici V. (1973), *Primul simpozion cu tema: Cercetarea complexă a platformei continentale româneşti a Mării Negre*. *Progresele ştiinței*, IX, 9, Bucureşti.
Ielenicz M. (1988), *Morfologia litoralului la sud de Constanța*. Probl. de geomorfologie, vol. II, Univ. din Bucureşti.
Ielenicz M. (1988), *Terasele din Dobrogea*. „Anal. Univ. Bucureşti, seria geogr.", XXXVII.
Lazăr Petru Dan (1987), *Soluție tehnică modernă de combatere a consecințelor perturbării tranzitului de aluviuni pe litoralul românesc*. Lucrările primului simpozion „Proveniența şi efluența aluviunilor" (1986). Stațiunea de cerc. „Stejarul", Piatra Neamț.
Lepşi I. (1924), *Vârsta Deltei Dunării*, An. Dobrogei, 4.
Lepşi I. (1932), *Lacurile din sudul Basarabiei (geologie, morfologie, fiziologie, biologie)*. „Bul. Muz. Nat. De ist. Nat. din Chişinău", nr. 4.
Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, „Studii tehn. econ.", seria N, nr. 1.

Liteanu E., Gheorghiu C. (1965), *Date noi care rezultă din studiul carotelor obţinute în unele foraje hidrogeologice executate în Dobrogea de nord şi Delta Dunării*. „Com. de geogr., S.S.N.G.", III, Bucureşti.
Liteanu E., Pricăjan A. (1963), *Alcătuirea geologică a Deltei Dunării*, „Şt. Tech., Econ., Hidrogeologia", vol. IV.
Liteanu şi colab. (1961), *Transgresiunile cuaternare ale Mării Negre pe teritoriul Deltei Dunării*, „St. şi Cerc. de geologie", 4.
Marinescu A. (1969), *Unele anomalii în variaţia temperaturii şi salinităţii apelor marine în zona de litoral*. „Studii de geografie a Dobrogei", Constanţa.
Marinescu A., Şelariu O. (1965), *Vale submarină în dreptul litoralului românesc al Mării Negre*. „St. cerc. de geol., geof. geogr., geografie", XII, 2.
Mihăilescu V. (1936), *Asupra geomorfologiei Dobrogei*, „Bul. Soc. Reg. Rom. Geogr.", t. LV.
Mihăilescu V., Banu A.C. (1958), *Privire geografică asupra Deltei Dunării*. „Hidrobiologia", vol. I., Bucureşti.
Mirică Gh. (1958), *Hidrologia Deltei Dunării*. Editura Ministerului Bunurilor de consum, Bucureşti.
Mociorniţă C., Constantinescu M. (1955), *Debitul solid pe Dunărea inferioară*. „Rev. transp.", nr. 4.
Mrazec L. (1901), *Lacs salés de la Roumanie*, „Arch. des sci. Phys. et. nat", Génève.
Muratov M.V. (1961), *Istoricul cuaternar al bazinului Mării Negre şi compararea acestuia cu istoricul Mării Mediterane*. „Anal. Rom. Sov., seria geol., geogr.", 3.
Murgoci Gh. M. (1907), *La Plaine Roumaine et la „balte" du Danube*. „Congr. Inter. de petrol", Varşovia.
Murgoci Gh. M. (1912), *Studii de geografie fizică în Dobrogea de Nord*. „Bul. Soc. Rom. Geogr.", XXXIII, Bucureşti.
Năstase Gh. I. (1932), *„Peuce" contribuţii la cunoaşterea geografică – fizică şi omenească a Deltei Dunării în antichitate*. „Bul. Soc. Rom. Geogr.", t. LI.
Năstase Gh. I. (1935), *Văile submarine ale Dunării, Cogâlnicului, Nistrului, Niprului*, „Bul. Soc. Geogr. Rom.", LVI.
Niţu M. (1982), *Turismul în Delta Dunării*, Editura Sport-Turism.
Pană Ioana (1987), *Geologie marină*. Litografia Universităţii Bucureşti
Panin N. (1974), *Evoluţia Deltei Dunării în timpul Holocenului*. Inst. geol. geofiz. „Studii de geologia cuaternarului", Seria H, nr. 5.
Panin N. (1983), *Black Sea coast line changes in the last 10.000 years*. Dacia, „Rev. d'arh. et d'hist. Anc.", nouv. Serie XXVII, 1-2.
Panin N. (1989), *Delta Dunării (geneză, evoluţie, sedimentologie)*, „R.R.G.G.G. Géogr.", t. 33.
Peters K.F. (1867), *Grundlinien sur Geographie und Geologie der Dobrudscha*. Denkschr Akad. WISS, t. XXVII, Wien.
Petrescu I. (1957), *Delta Dunării – geneză şi evoluţie*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Pfannenstiel Max (1950), *Die Quantärgeschichte das Donaudelttas*, Bonn.
Popescu Voiteşti I. (1938), *Evoluţia geologică a Cadrilaterului*. „An. Dobrogei", An. XIX, vol. I.
Popovici I. (1971), *Potenţialul geografic al Deltei Dunării şi profilul ei demografic şi economic*. Peuce, Muzeul Deltei Dunării, Tulcea.
Popovici I., Grigore M., Marin I., Velcea I. (1984), *Podişul Dobrogei şi Delta Dunării*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Popp N. (1960), *Foraje la Razelm. Interpretarea geomorfologică şi hidrologică*. Meteor., „Hidr. şi gospod. Apelor", an. V, nr. 4+3, Bucureşti.
Popp N. (1962), *Caracterizarea litologică a pământurilor din Delta Dunării pe baza datelor de foraj*. „Meteor. Hidr. şi gospod. Apelor", nr. 2, Bucureşti.
Popp N. (1974), *Formarea Câmpiei Române. O ipoteză de lucru*, Bucureşti.
Popp N., Ionescu N. (1958), *Foraje în Delta Dunării. Interpretarea geomorfologică şi hidrologică*. „Hidrobiologia", vol. I, Bucureşti.
Porucic T. (1922), *Marea Neagră*. „B. Soc. Şt. Buc.", an. XIX.

Porucic T. (1923), *Lacurile sărate din sudul Basarabiei. Studiu geografico-geologic şi economic cu privire la industria extragerii sării de mare*, Bucureşti.
Posea Gr. (1980 a), *Terase marine în Dobrogea ?* „Terra", 3.
Posea Gr. (1980 b), *Pediments in Romania*. „Rev. roum. de G.G.G. şi Géogr.", t. 24.
Posea Gr. (1983), *Pedimentele din Dobrogea.* Sinteze geografice. Editura Didactică şi Pedagogică.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1969), *Delta Dunării*. *Probleme de geomorfologia României*, vol. I, Centrul de multiplicare al Univ. Bucureşti.
Posea Gr., Grigore M., Popescu N. (1969), *Privire de sinteză asupra cunoaşterii genezei şi evoluţiei Deltei Dunării*. *Studii de geografie a Dobrogei*, Constanţa.
Posea Gr., Popescu N. (1969), *Lagunele şi limanele din România*, în vol. *Probleme de geomorfologia României*, vol. I, Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1982), *Morfologia litoralului românesc la sud de Constanţa*, „Terra", nr. 4.
Ross A.D. (1975), *Black Sea stratigraphy*. *Deep. Sea Driling Project*, vol. XLII, part. 2, Washington.
Roşu Al. (1989), *Observaţii geomorfologice pe latura de nord a Dobrogei*, în *Studii şi Cerc*. *asupra Dobrogei*, Bucureşti.
Rusu C. (1987), *Evoluţia concepţiei de amenajare a Dunării şi Deltei Dunării*, „Hidrotehnica", vol. 32, nr. 9.
Sevastos R. (1907), *L'ancien Danube à travers la Dobrogea*. „Ann. Sc. Univ. Iassy", t. IV, nr. 3-4.
Slanar Hans (1945), *Zur Kartographie und Morphologie des Donaudeltas*. Mitteilungen der geographischen. „Gesellschaft", Wien, nr. 1, 12.
Slobozianu H. (1895), *Uber din Entstanhung der Limane Südrusslands.* „Men. Du Com. Géol.", vol. X, nr. 4, Petersburg (Leningrad).
Stančik A. şi colab. (1988), *Hidrologie du Danube*. Bratislava.
Şelariu O. (1979), *Studiu morfohidrologic al platformei continentale din sectorul românesc al Mării Negre* (rezumatul tezei de doctorat), Bucureşti.
Trufaş V. (1969), *Hidrologia R.S.R., partea I, Marea Neagră*. Centrul de multiplicare al Universităţii din Bucureşti.
Trufaş V., Şelariu O. (1967), *Procese morfogenetice ale ţărmului românesc al Mării Negre*. „Hidroteh. Gosp. Apelor. Met.", vol. 12, nr. 12, Bucureşti.
Vâlsan G. (1936), *Nouvelle hypothèse sur le Delta du Danube.* C.R. Congr. Intern. Géogr. (1934), II, Varşovia.
Vespremeanu E. (1984), *Morfological and morfodynamic aspects of the submarine relief in front of the Danube Delta*. „R.R.G.G.G. Géogr.", t. 29.
Vespremeanu E. (1986), *Deltele Terrei*. „Terra", nr. 1.
Vespremeanu E. (2004), *Geografia Mării Negre*. Editura Universităţii din Bucureşti.
Vespremeanu E. (1987), *Probleme de geomorfologie marină*. Tipografia Universităţii Bucureşti.
Vidraşcu I.G. (1921), *Valorificarea regiunilor inundabile ale Dunării*, Bucureşti.
Zencovici L. (1958), *Asupra originii barelor litorale şi a ţărmurilor lagunare*. „Anal. Rom. Sov., seria geol.-geogr.", nr. 1, Bucureşti.
x x x (1958), *Amenajarea complexă a Deltei Dunării*. Editura Acad. R.P.R.
x x x (1963), *Zona de vărsare a Dunării*. Monografie. Editura Tehnică, Bucureşti.
x x x (1967), *Limnologia sectorului românesc al Dunării*. Studiu monografic. Editura Acad. R.S.R., Bucureşti.
x x x (1973), *Marea Neagră în zona litoralului românesc*. Monografie hidrologică. I.M.H.
x x x (1983), *Geografia României I*, Editura Academiei R.S.R.
x x x (1986), *Modificările ţărmului românesc al Mării Negre.* Univ. din Bucureşti, Institutul de Geografie.
x x x 1987), *Lucrările primului simpozion „Proveniența şi efluența aluviunilor"* (5-6 noiembrie, 1986). Centrul de cercetări biologice Iaşi, Staţiunea de Cercetări „Stejarul", Piatra Neamţ.

Capitolul XIX

DEPOZITELE SUPERFICIALE

Reprezintă pelicula de materiale afânate care acoperă rocile aflate „în loc". Au o vârstă recentă, cel mult cuaternar-inferior, foarte rar mai vechi. Iau naştere prin alterarea şi dezagregarea rocilor subiacente, deplasate sau nu gravitaţional, sau sunt produse şi aduse de agenţii externi (aluviuni, loess, nisip eolian, morene etc.). Mai rar ele au şi origine lacustră şi vulcanică.

Pentru geomorfologie, dar şi *pentru practică*, depozitele superficiale sunt deosebit de importante din următoarele motive: reprezintă produse ale diferitelor procese, agenţi şi medii geomorfologice (cele mai vechi pot suporta şi transformări chimice, structurale şi granulometrice în timp), iar prezenţa lor indică agentul, procesul şi mediul care domina atunci când s-au format; reprezintă substratul pe care şi din care s-au format toate solurile actuale; reprezintă primul strat de roci atacat de procesele geomorfologice actuale; tipul şi structura depozitelor superficiale indică starea de echilibru a unei suprafeţe de teren.

Tipologia folosită pentru aceste depozite reprezintă o îmbinare a terminologiei geologice (nisipuri, argile, loess etc.), pedologice (scoarţe de alterare) şi geomorfologice (deluvii, coluvii, aluviuni, depozite piemontane etc.). Redăm, ca informare, terminologia principală folosită pentru depozitele superficiale.

Scoarţă litogenă (clastică, detritică) – formată din dezagregări rezultate prin îngheţ-dezgheţ, în unităţi montane înalte. *Scoarţă siallitică* – cu aluminosilicaţi, cu minerale argiloase, tipică pentru climatul temperat în general. *Scoarţă argilo-siallitică* – specifică pentru climatul temperat oceanic; are şi ferosilicaţi, multă argilă, uneori de tip caolin; în regiunile mediteraneene cu roci calcaroase este de tip terra rossa (argiloasă cu oxizi de fier). *Scoarţă carbonato-siallitică* – se formează în regiunile temperat-continentale cu stepe şi silvostepe; are în plus carbonaţi; domină argila, luturi, mai rar nisip. *Scoarţă allitică* – specifică pentru climatul tropical-umed; argile cu oxizi hidrataţi de aluminiu şi de fier. *Scoarţă halosiallitică* – acumulări de cloruri şi sulfaţi, plus detritus, specifică deşerturilor (nisipuri şi argile cu cloruri, sulfaţi şi carbonaţi). *Regolit* – scoarţă de dezagregare provenită din roci masive şi rămasă pe loc; poate fi fosilizată de sol; când a fost deplasată = grohotiş. *Psefit* (rudit) depozit detritic cu granule rotunjite sau colţuroase mai mari de 2 mm (pietriş, conglomerat). *Psamit* (arenit) – depozit detritic cu granule de 0,063 – 2 mm (exemplu nisip, gresie). *Aleurit* (silt) – depozite detritice fine cu granule de 0,063-0,0039 mm (loess şi loessoide). *Pelit* (lutit) – depozit detritic cu particule mai mici de 0,0039 mm (exemplu argila). *Eluviu* – material rezultat prin dezagregare sau chiar alterare, rămas pe locul de formare după spălarea materialelor mai fine, pe partea lină superioară a versantului sau pe interfluviu, unde poate forma chiar scoarţă de alterare. *Deluviu* – material rezultat prin dezagregare şi alterare, deplasat din locul de formare, care acoperă cea mai mare parte a unui versant, aflându-se într-un echilibru dinamic. În cadrul său sunt cuprinse şi materialele alunecate, dar neajunse la baza versantului.

Coluviu – material detritic, de obicei fin, dar poate fi şi grosier, chiar grohotiş, ocupând partea inferioară (concavă) a unui versant; formează obişnuit un glacis coluvial; se îmbină cu proluvii. *Proluviu* – materiale depuse la baza versantului sub formă de conuri de dejecţie, de către ogaşe, torenţi sau pâraie; împreună cu coluviile formează pante sau glacisuri coluvio-proluviale.

În România, cu excepţia abrupturilor importante formate din roci dure şi foarte dure, întregul teritoriu este acoperit cu depozite superficiale. Tipurile acestora variază în funcţie de marile trepte de relief, de regiunile geografice şi de fragmentarea reliefului în interfluvii, versanţi şi funduri de vale. În mod obişnuit *scoarţele de alterare* se formează **pe interfluvii** şi sunt de diferite tipuri după treapta de relief, rocă şi clima actuală şi cuaternară. De exemplu, pe interfluviile din *munţii* înalţi cu glaciar-periglaciar iau naştere *scoarţe reziduale* de tip litogen, iar ceva mai jos scoarţe reziduale (eluvii) subţiri siallitice sau siallito-ferice (pe calcare). În *podişurile şi dealurile* din jumătatea vestică a ţării se găsesc *scoarţe acumulative* argilo-siallitice, cu argilizarea relativ intensă, în multe cazuri cu loessoide. În treapta similară estică se găseşte acelaşi tip de scoarţă, dar mai puţin argilizată şi în plus carbonato-siallitică; aici loessurile şi mai ales loessoidele sunt destul de răspândite. *Câmpiile* prezintă scoarţă carbonato-siallitică (în special la est de Argeş, sudul Câmpiei Teleormanului, Câmpia Olteniei şi Câmpia de Vest). În câmpii se suprapun, *pe grosimi foarte mari*, pături şi lentile variate de aluviuni, psefite, psamite, aleurite, pelite şi soluri fosile. Ele apar în malurile văilor ca pietrişuri piemontane, pietrişuri de terase, argile, nisipuri lacustre sau eoliene, strate de loessuri şi loessoide intercalate cu soluri fosile. Asemenea succesiuni, dar cu dominantă de pietrişuri şi nisipuri grosiere, există şi în depresiunile deluroase, chiar şi în cele carpatice afectate de subsidenţă, ca Braşov, Ciuc, Gheorgheni ş.a.

Pe **versanţii** unităţilor de podiş şi dealuri, în parte şi pe cei montani se ordonează fâşii cu deluvii şi coluvii plus proluvii. **Luncile şi terasele** văilor sunt acoperite cu aluviuni, ultimele având în plus orizonturi de loessoide, loessuri, soluri fosile şi chiar proluvii.

Diversitatea regională. În *Carpaţi* depozitele superficiale au grosimi mici, domină deluviile de versant, iar în etajul alpin grohotişurile. Pe suprafeţele de eroziune şi pe treptele structurale apar eluvii, iar la partea finală a unor văi glaciare se menţin şi resturi de morene. Există şi morene nivale recente. Depresiunile intramontane au coluvii şi proluvii pe margini, adesea sub formă de glacisuri, uneori extinse chiar ca piemonturi (Haţeg, Maramureş). Cele mai groase depozite din munte sunt în depresiunile subsidente. În succesiunile acestora apar şi depozite vulcanice.

Podişul Transilvaniei are pe margini glacisuri de acumulare, coluvio-proluviale, uneori cu vechi şi mari conuri piemontane (Cibin, Sadu, Bercu Roşu) şi cu multe aluviuni de lunci şi terase pe largile depresiuni din sud şi vest. Peste acestea se dispun loessoide, uneori chiar soluri fosile. Pe marginea vulcanică, sub Căliman, se păstrează chiar urme de lahare. În interiorul podişului, interfluviile au scoarţe eluviale, iar versanţii sunt acoperiţi cu deluvii, între care şi alunecări, mai ales pe versanţii nordici, iar pe cei sudici se observă şi urme de solifluxiuni. Culoarele largi de văi au aluviuni, iar cele scurte din Câmpie prezintă şi acumulări lacustre în iazuri. În amănunt apar unele diferenţieri subregionale. De exemplu, deluviile sunt mai groase pe spinările de cueste din Podişul Someşan, pe versanţii din Câmpie domină deluviile de alunecare etc.

Podişul Moldovei prezintă loessoide şi chiar loessuri mai extinse, iar deluviile de alunecare sunt mai groase pe frunţile de cueste. La sud de paralela Bârladului podişul are pietrişuri piemontane care se îngroaşe către sud la 50-70 m, iar peste ele se suprapun

loessoide nisipoase, care de asemenea se îngroaşe spre sud până la 80-100 m. În rest există unele similitudini cu Transilvania.

Podişul Getic relevă o anume uniformitate impusă de stratul de pietrişuri piemontane, peste care, la vest de Olt, se aşterne o argilă roşietică aproape loessoidă, iar la est loessoide nisipoase. Acestea din urmă sunt în genere spălate dinspre nordul podişului şi ating grosimi de 5-20 m.

Podişul Dobrogei este dominat de loessuri şi soluri fosile în centru şi sud, sub care se află un strat subţire de argilă roşie villafranchiană. În nord apar diversificări, cu dominarea loessoidelor inclusiv pe versanţi, mai ales pe pedimente, şi cu rare iviri de rocă în loc pe unele interfluvii.

Subcarpaţii prezintă o mare diversificare în ce priveşte depozitele superficiale, cu precădere la Curbură, unde sunt înglobate uneori şi depozite piemontane villafranchiene. În mare însă domină eluviile nu prea groase pe interfluvii, iar pe versanţi deluviile, inclusiv de alunecare. În depresiuni, cu precădere în cele subsidente (exemplu, Mislea-Măgurele), grosimea depozitelor aluviale este foarte mare. Apar şi formaţiuni loessoide mai ales pe terase. În marginile depresiunilor şi la poala dealurilor s-au format glacisuri coluvio-proluviale.

Dealurile de Vest, coline joase cu interfluvii largi, suportă argile roşii şi loessoide gălbui, relativ subţiri.

Câmpia Română are cele mai joase şi mai variate succesiuni de depozite superficiale şi cuaternare. Se îmbină formaţiuni piemontane venite din Carpaţi, iar altele din Podişul Prebalcanic (pietrişurile de Frăteşti), cu formaţiuni argilo-marnoase şi nisipoase, cu luturi roşietice, loessuri, loessoide şi soluri fosile. Grosimea cuaternarului variază de la 100-200 m în vest, la 400-500 m în est şi chiar 1000 m pe aliniamentul Buzău-Focşani-Adjud. La zi apar loessuri, loessoide, aluviuni şi nisipuri eoliene.

Câmpia de Vest, fiind suspendată în spatele defileului Dunării, prezintă o mai mare uniformitate şi în privinţa depozitelor superficiale. Acestea cresc ca grosime spre vest, baza cuaternarului fiind, se pare, la maximum 450 m adâncime în Câmpia Arancăi şi la graniţă între Crişul Alb şi Negru. Domină o mare alternanţă de conuri de dejecţie, în care sunt pietrişuri, nisipuri şi argile. În câmpiile de glacis şi piemontane există şi loessuri, cu soluri fosile (Nădlac, Carei) şi loessoide, pe alocuri şi o argilă roşietică spălată se pare din dealuri şi munte. Nu lipsesc nici nisipurile eoliene, dispuse în petice, sau mai extinse (Câmpia Valea lui Mihai).

Bibliografie

Brătescu C. (1934), *Profile cuaternare în falezele Mării Negre*. „B.S.R.R.G.", LII-1933.

Conea Ana (1970), *Formaţiuni cuaternare în Dobrogea (Loessuri şi paleosoluri)*, Editura Academiei R.S.R.

Florea N., Ianovici V. (1963), *Tipurile de scoarţă de alterare şi răspândirea lor pe teritoriul R.P.R.*, „St. tehn. şi ec.", Seria C, nr. 11.

Grecu Florina, Demeter Tr. (1997), *Geografia formaţiunilor superficiale*. Editura Universităţii Bucureşti.

Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, „St. tehn. şi ec.", Seria H, Com. Geologie.

Martiniuc C. (1954), *Pantele deluviale. Contribuţii la studiul degradărilor de teren*. *Probl. de Geografie*, vol. I.

Posea Gr. (1961), *Profil periglaciar la Floreşti (Cluj)*. Com. Acad. R.P.R., t. XI, nr. 1.

Posea Gr., Ilie I., Grigore M., Popescu N. (1970), *Geomorfologie generală,* cap. *Procesele premergătoare eroziunii*, pg. 106-129. Editura Didactică şi Pedagogică, Bucureşti.

Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României,* cap. *Depozitele cuaternare*, pg. 208-230, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Capitolul XX

PROCESELE GEOMORFOLOGICE ACTUALE ŞI DEGRADAREA TERENURILOR

Aceste procese pot fi abordate în mai multe moduri. În tratatele de geomorfologie sunt expuse individual, pe tipuri, dar grupate în funcţie de cauzele sau mecanismele de bază (fizico-chimice, gravitaţionale etc.). Un accent aparte se pune pe procesele generate de agenţii geomorfologici (vezi schema A). Un exemplu de asemenea tratare se poate consulta în tratatul de geomorfologie generală de *Gr. Posea* şi colab. (1970 şi 1975). Aceste procese, ca şi agenţii care le determină pe unele dintre ele, acţionează în anumite condiţii, diferite de la un areal la altul, condiţii care sunt potenţiale (relief, litologie etc.) sau declanşatoare. Condiţiile sunt socotite adesea şi cauze. Cele potenţiale pot deveni, în anumite momente sau situaţii, şi declanşatoare. Totodată, condiţiile variază în timp pentru un acelaşi loc, producând ritmuri şi intensităţi diferite, cu momente de maxim şi minim, până la stagnare. Aceste variaţii ale unui proces devin şi ele specifice, sau mai multe procese se combină specific, pe zone, regiuni şi etaje morfoclimatice.

În lucrările asupra României, procesele geomorfologice sunt tratate, în cele mai multe cazuri, tot individual, dar cu diferenţieri regionale. Alteori sunt expuse pe etaje morfogeografice şi climatice, cu diversificări în cadrul fiecărui etaj (subetaje), sau şi pe regiuni. Atunci când, în expunere, procesele se asociază cu efectul lor economic – degradarea terenurilor – , este mai indicată o tratare pe complexe de procese, pe etaje şi, în cadrul etajelor, pe unităţi geomorfologice. Aceste moduri diverse de tratare a proceselor se găsesc într-o mulţime de articole regionale de geomorfologie, cu precădere în tezele de doctorat.

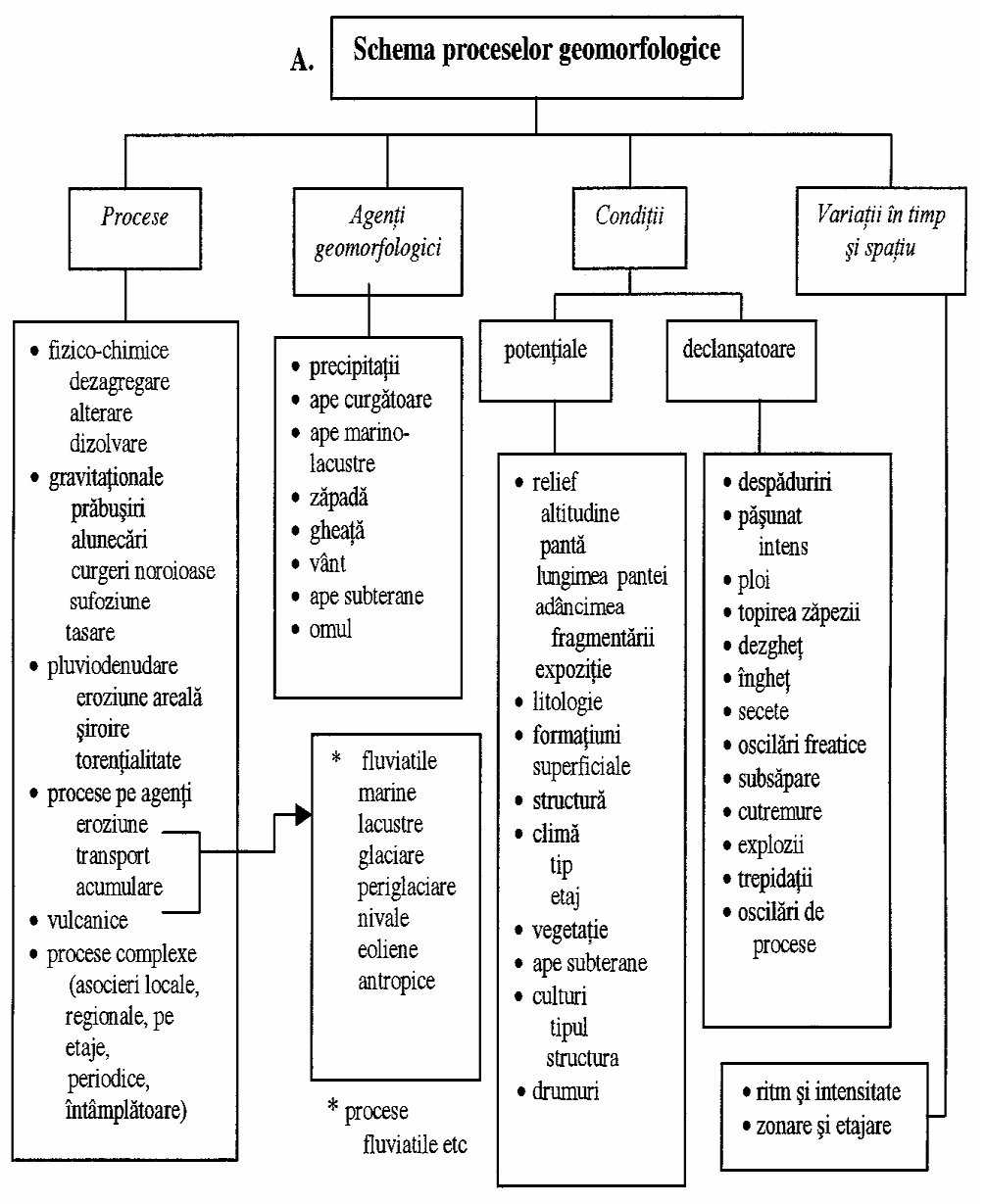
Din conţinutul lucrărilor care abordează în mod sintetic la nivel de ţară procesele geomorfologice, se pot deduce câteva concepţii, dar care diferă relativ puţin între ele. Astfel, Valeria Velcea (1973)[1] abordează expunerea pe etajele principale ale reliefului major: Carpaţi, dealuri şi podişuri, câmpii. În tratatul „Relieful României" (1974)[2], capitolul respectiv este intitulat „Modelarea actuală a reliefului" şi tratarea se face pe procese (pluviodenudarea şi eroziunea în suprafaţă, procese fluvio-torenţiale, prăbuşirile, alunecările, tasarea, sufoziunea, modelarea crionivală, modelarea marină, procese eoliene, modelarea carstică, vulcanii noroioşi, modelarea antropică), la care se adaugă şi o zonare a proceselor actuale (munte, dealuri, câmpii şi podişuri joase, litoralul şi Delta). O concepţie similară s-a adoptat şi în lucrarea de faţă, accentuându-se etajarea (vezi schema B). Aceeaşi autori, în „Enciclopedia geografică a României"[3], au introdus, la fiecare judeţ, câte un capitol întitulat „Procese geomorfologice actuale şi degradarea terenurilor", unde expunerea amănunţită se face pe etaje şi subetaje, dar se diversifică regional şi local.

B.

[1] *Procese morfologice actuale din România*, în Realizări în Geografia României, Editura Ştiinţifică, 1973. Vezi şi „Zonarea degradărilor de teren" din *Enciclopedia geografică a României*, 1984.

[2] Gr. Posea, N. Popescu, M. Ielenicz, în Editura Ştiinţifică.

[3] *Enciclopedia geografică a României* (1984), Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică; autorii capitolelor: Gr. Posea, N. Popescu, M. Ielenicz.


A.
Schema proceselor geomorfologice
Procese
Agenți geomorfologici
Condiții
Variații în timp și spațiu
• fizico-chimice
dezagregare
alterare
dizolvare
• gravitaționale
prăbușiri
alunecări
curgeri noroioase
sufoziune
tasare
• pluviodenudare
eroziune areală
șiroire
torențialitate
• procese pe agenți
eroziune
transport
acumulare
• vulcanice
• procese complexe
(asocieri locale, regionale, pe etaje, periodice, întâmplătoare)
• precipitații
• ape curgătoare
• ape marino-lacustre
• zăpadă
• gheață
• vânt
• ape subterane
• omul
potențiale
declanșatoare
* fluviatile
marine
lacustre
glaciare
periglaciare
nivale
eoliene
antropice
* procese fluviatile etc
• relief
altitudine
pantă
lungimea pantei
adâncimea fragmentării
expoziție
• litologie
• formațiuni superficiale
• structură
• climă
tip
etaj
• vegetație
• ape subterane
• culturi
tipul
structura
• drumuri
• despăduriri
• păşunat intens
• ploi
• topirea zăpezii
• dezgheț
• îngheț
• secete
• oscilări freatice
• subsăpare
• cutremure
• explozii
• trepidații
• oscilări de procese
• ritm şi intensitate
• zonare şi etajare

B. **Ordonarea proceselor geomorfologice actuale pe etaje morfogenetice**

1. *Procese de litoral şi în Deltă*

- de faleză
  - abraziune
  - prăbuşiri-alunecări
  - sedimentare slabă
  - sufoziune pe faleză
  - acumulări în limane
  - antropice
- ţărm jos
  - acumulări de plaje
  - acumulări de grinduri
  - abraziune la furtuni
  - eoliene (dune)
  - antropice
- în Deltă
  - acumulări fluviatile
  - acumulări marine
  - acumulări organice
  - eoliene (dune)
  - vârtejuri (anafore)

2. *Procese pe câmpii*

- *Câmpii joase* (subsidente)
  - inundaţii
  - divagări
  - acumulări în pânze
  - antropice (diguri, canale)
- *Câmpii înalte*
  - a) procese de câmp
    - tasare
    - sufoziune
    - eoliene (pe nisip)
    - antropice
  - b) procese de albie
    - transport
    - aluvionări în albii
    - meandrări
    - despletiri
    - aluvionări în luncă
    - eroziune de mal
    - surpări de mal
    - antropice
  - c) de versant (rare)
    - denudare
    - şiroire
    - prăbuşiri în loess
    - alunecări (rare)
    - antropice

3. *Procese pe podişuri şi dealuri*

- de interfluvii
  - denudare
  - început de şiroire
  - eoliene (rare)
- de versant (f. active)
  - denudare
  - şiroire
  - torenţialitate
  - alunecări
  - prăbuşiri
  - antropice (terasări, drumuri, arături etc.)
- de albie şi luncă
  - transport
  - acumulării (de albie, de luncă, conuri laterale)
  - eroziune laterală
  - prăbuşiri de maluri
  - antropice
- carstice
  - în calcare
  - în sare
- sufoziune
  - în pietrişuri
  - în loess
- tasare
  - în loess

4. *Procese în Subcarpaţi*

- de interfluvii
  - denudare
  - şiroire
- de versant (f. active)
  - alunecări
  - torenţialitate
  - denudare-şiroire
  - prăbuşiri
  - creep
  - solifluxiuni (rare)
  - antropice
- în albii şi depresiuni
  - transport
  - aluvionări
  - eroziune lineară
  - denudare-şiroire
  - alunecări
  - antropice

5. *Procese în munte*

- *Etajul crionival* (între $+2^{0}$ şi sub -2^{0}C)
  - a) superior (criogen)
    - dezagregare gelivă, prăbuşiri, segregare prin ger, deflaţie-eolizaţie (roci golaşe, acumulări de pietre)
  - b) inferior (nival, tundră alpină cu jnepeni)
    - solifluxiune, alunecări de blocuri, denudare, şiroire, torenţialitate, sufoziune sub lentile de firn, avalanşe, dezagregări pe abrupturi.
- *Etajul de pădure* (peste $+2^{0}$C, sau peste 10-10,5^{0}C în iulie)
  - a) sub pădure
    - alterare chimică, evacuarea sărurilor dizolvate, eroziune lineară şi rar solifluxiune
  - b) defrişat (funcţie de substrat, altitudine, pantă, expunere, relief moştenit): solifluxiune, denudare, şiroire, alunecări, gelivaţie, nivaţie, rostogoliri, eroziune în adâncime, acumulări de grohotiş la baza abrupturilor
- *Procese carstice* (pe calcare)
- *În depresiuni intramontane:* acumulări marginale de glacis sau conuri; denudare pe interfluvii; alunecări şi torenţi pe versanţi; transport , eroziune şi aluvionări grosiere în albii; procese antropice.

Un punct de vedere aproape similar îl întâlnim şi în tratatul „Geografia României" vol. I (1983, Edit. Academiei), unde D. Bălteanu şi Gr. Posea expun procesele geomorfologice în mod separat, dar diversificat regional şi într-o enumerare mai aparte (deplasări în masă, pluviodenudarea, procese de ravenare, fluviatile, modelarea ţărmului, tasarea şi sufoziunea, procese crionivale, eoliene, antropice); în final sunt introduse şi complexe de procese, cu asocieri ritmice diferite (sezoniere, anuale şi întâmplătoare sau extreme), precum şi asocieri pe etaje morfogenetice (munte, dealuri şi podişuri, câmpii).

Specificul reliefului României – în trepte concentrice, de la litoral până la etajul crionival, inclusiv moşteniri glaciare – ca şi specificul climatului nostru temperat, cu nuanţe determinate de influenţe extrem-europene şi de litoral, impun deci, pe lângă o tratare individuală a proceselor geomorfologice şi una pe etaje şi regională, motivată de faptul că, de cele mai multe ori, procesele acţionează în complex, dar cu schimbări temporale de întâietate şi ritm.

Pluviodenudarea şi eroziunea în suprafaţă atacă în special solurile şi depozitele superficiale friabile fără pădure. După datele diferiţilor autori (citaţi în „Relieful României" şi „Geografia României", vol. I), terenurile cu pante de numai 2^0 pierd anual 20 t/ha de sol, iar cele de peste 14^0, până la 500 t/ha. Situaţia se diversifică în funcţie de faptul dacă terenul este arat, păşunat sau cu fâneaţă, sau de durata şi gradul de torenţialitate al ploii, de rocă, expunere, lungimea versantului ş.a. În România peste 55% din suprafaţa arabilă se află în unităţi cu pantă de peste 5^0, iar 60% dintre păşuni sunt pe terenuri şi mai înclinate. Pe total, 95% din terenurile supuse denudării au folosinţe de tip agricol. Între cele mai afectate regiuni sunt Subcarpaţii, Podişul Transilvaniei, Podişul Moldovei şi Dealurile de Vest. În Moldova şi Transilvania cam 80-90% dintre pierderile de sol au loc la ploi torenţiale, declanşate în principal între lunile mai şi august. Clima joacă deci un rol de mare agresivitate în denudare, favorizată ca efect şi de sistemele de arături, culturi şi păşunat. În muntele împădurit denudarea este mult mai scăzută. Cele mai reduse procente ale denudării se întâlnesc în Câmpia de Vest, porţiuni din Câmpia Română, Culoarul Mureşului, Depresiunea Sibiu-Sălişte, porţiuni din Dobrogea ş.a. În dealuri şi muntele despădurit expunerea sudică şi vestică măreşte pluviodenudarea cu 30%.

Procesele torenţiale apar obişnuit tot la ploi de mare intensitate şi la topirea bruscă a zăpezii, pe pante mai înclinate. Includ ravenări şi organisme torenţiale. Acestea se extind regresiv, cu fiecare ploaie, cu mai mulţi metri pe an. Efectuează eroziune în adâncime, transport de aluviuni şi depuneri sub formă de conuri de dejecţie, uneori groase de mai mulţi metri şi destul de extinse. Aceste procese sunt răspândite puternic tot în dealurile şi podişurile despădurite – Subcarpaţi, podişurile Moldovei, Transilvaniei, Silvaniei, chiar în Dobrogea pe loess. Apar şi în Carpaţi pe pantele despădurite, dar sunt foarte restrânse în câmpii, cu excepţia malurilor sau a unor versanţi, ca în Burnas.

Procesele fluviatile principale sunt: eroziunea lineară, cea regresivă, transportul şi acumularea şi eroziunea de mal sau laterală; ultima provoacă şi surpări sau alunecări. Efectul lor este deosebit la ape mari şi viituri, când viteza apei creşte, sunt transportate cantităţi mari de aluviuni, se intensifică şi eroziunea, au loc aluvionări pe arealele inundate. Urmările pot fi dezastruoase pe unele locuri de lunci, lângă maluri şi în câmpiile joase de subsidenţă unde râurile pot divaga, realizând schimbări de cursuri. În albii apar despletiri, praguri şi conuri submerse, ostroave, subsăpări de maluri.

Cele mai critice puncte se localizează în concavităţile de meandru, la confluenţe, la locurile de intrare a râurilor în depresiuni sau în câmpii, în spatele podurilor etc. Râurile care transportă multe aluviuni de viituri îşi pot înălţa albia prin aluvionare şi ies din matcă, aşa cum face uneori Prahova în Subcarpaţi şi în câmpie. Dezastre mari locale produc uneori văile mici al căror debit creşte brusc. Se cunosc asemenea văi purtând

numele de Valea Caselor, Valea Bisericii etc., care au fost botezate astfel în urma distrugerii unor asemenea edificii.

Procesele fluvio-glaciare reprezintă zăpoare cu sloiuri groase survenite la încălziri bruşte după geruri mari. Se cunoaşte dezastrul de pe Bistriţa (Poiana Teiului) din 1-3, I, 2003, când sloiurile aveau până la 6-7 m grosime. Astfel de procese au fost frecvente la sfârşitul glaciarului, când râurile puteau transporta şi blocuri mari de rocă, aşa cum sunt cele din conul Oltului la est de Sf. Gheorghe.

Prăbuşirile de teren sunt deplasări bruşte de mase uscate care au loc sub impulsul direct al gravitaţiei. Se declanşează pe abrupturi, în diferite tipuri de roci care rezistă la pante mari, dar a căror stabilitate se poate dezechilibra datorită anumitor cauze. Este vorba de maluri de râu, faleze, versanţi aproape de verticală, situaţi în chei, defilee sau în etajul crionival. În aceste condiţii prăbuşirile se pot pregăti şi declanşa datorită subsăpării râului în versant sau abraziunii în faleză, datorită cutremurelor, unor explozii, trepidaţii provocate de vehicule grele, dizolvării sării (ca la Ocnele Mari). În defilee şi chei, ca şi pe malurile înalte ale unor râuri se produc multe crăpături la îngheţurile de toamnă şi primăvară, care conduc apoi la prăbuşiri de blocuri, chiar pe şosele sau căi ferate, uneori afectează şi case. Contra acestora se ancorează plase de sârmă, se cimentează crăpăturile pentru a opri pătrunderea apei, se produc prăbuşiri prealabile prin explozii controlate, se fac copertine sau chiar tuneluri pe fâşiile cu frecvente prăbuşiri. Astfel de situaţii se pot observa pe defileul Jiului, al Oltului, în Cheile Bicazului, pe Transfăgărăşan etc. Frecvenţa prăbuşirilor este mare în etajul crionival, dar şi în podişurile Transilvaniei şi Moldovei, sau pe malurile de loess ale Dunării, ale falezelor Mării Negre, pe unele frunţi de cueste etc.

Alunecările de teren şi curgerile de noroi, ca procese geomorfologice, poartă acelaşi nume ca şi formele rezultate (fig. 37). În cazul curgerilor de noroi se mai numesc şi torenţi noroioşi. Ca urmare, şi tratarea proceselor şi a formelor se face uneori cumulat, motiv pentru care facem trimitere şi la Relieful petrografic (Relieful dezvoltat pe argile şi marne – alunecările de teren). Condiţia de bază pentru a se produce o alunecare este întâlnirea pe un acelaşi loc a trei elemente: o rocă plastică, apă şi panta necesară alunecării. La noi în ţară domină pe versanţii destul de înclinaţi, pe cele mai extinse suprafeţe din deal, podişuri şi munte; în cadrul acestora aflorează des argile şi marne, în diferite poziţii faţă de pantă, iar clima, temperat-continentală, este destul de capricioasă sub aspectul precipitaţiilor, încât se creează deseori condiţii potenţiale de alunecare pe întinderi foarte mari. Aceste condiţii au fost amplificate, în plus, de intervenţia masivă a omului prin defrişări, arături, tăierea de drumuri în panta versanţilor etc.

Există unele aliniamente sub dealuri unde râul de la bază se deplasează cu permanenţă spre o singură parte, subminând versantul şi provocând cu destulă regularitate alunecări. Este cazul Oltului sau Cibinului în depresiunile Făgăraş şi Sibiu, Siretul sub Podişul Moldovei, Târnavele şi Mureşul pe anumite sectoare din Transilvania, Secaşul pe partea dreaptă, unele râuri din Podişul Getic, sau din Carpaţii flişului, ca de exemplu Buzăul, Bâsca Rozilei, cele două Bâşte (Mare şi Mică), Putna ş.a. Aliniamente de alunecări sunt şi pe Coasta Iaşului, pe aşa-zisa faleză a fostului lac Brateş, sau pe faleza mării între Eforie şi Costineşti etc. Cu precădere în anii ploioşi, mai ales primăvara, când locurile amintite sunt încă neînverzite, se pot vedea, chiar din mersul maşinii sau al trenului, nenumărate şiruri sau locuri recent alunecate.

În ce priveşte curgerile de noroi, sau torenţii noroioşi, procesul este similar curgerilor de lave, adică a unor materiale vâscoase. Sunt generate mai ales în marne triturate şi sfărâmate în plus prin dezagregări produse la secete sau la îngheţ. Cumulate în cantităţi mari, în anumite bazinete torenţiale, se pot transforma brusc, la ploi, în noroi care începe să curgă (nu alunecă). Au fost semnalaţi în Subcarpaţii Curburii, în

Transilvania şi Moldova, în Carpaţii flişului, dar uneori sunt confundaţi cu alunecările de tip linear sau cu limbi de alunecare.

Tasarea şi sufoziunea sunt două procese specifice loessului, care acţionează împreună sau separat. Sufoziunea se manifestă şi în pietrişuri sau nisipuri amestecate cu argile, cu pietrişuri şi în alte roci friabile, dar cu efecte mai reduse. Fenomenul în sine constă într-o circulaţie relativ lentă a apei în interiorul rocilor friabile, în primul rând prin porii loessului. Apa se încarcă cu săruri sau elemente fine (praf argilos), pe care le transportă către în jos, sau le evacuează în exterior.

Cele mai frecvente procese de tasare şi sufoziune se produc în Câmpia Română, Câmpia de Vest şi Dobrogea. În areale ca Bărăganul Central, Câmpia Brăilei, Câmpia Mostiştei, Burnas, sau Găvanu-Burdea, câmpuri întregi sunt ciuruite de crovuri, după cum forme dese de sufoziune apar pe fâşia de câmp de lângă malurile Dunării sau lângă faleza Mării Negre. Forme de sufoziune există şi în alte locuri unde se găsesc materiale de tip loessoid sau similare, ca în lunci, terase şi glacisuri. În pietrişurile Podişului Getic sufoziunea este uneori foarte activă, producând goluri interioare în care se prăbuşesc sau se tasează materialele rămase pe loc, realizând văluriri de suprafaţă confundabile adesea cu alunecările de teren.

Procesele crio-nivale sunt produse de cuplul îngheţ-dezgheţ ale apei din sol sau din roci, de acţiunea zăpezii (nivaţia) şi a vântului încărcat cu cristale de gheaţă (eolizaţie şi deflaţie). În primul caz se produce dezagregarea şi fragmentarea rocilor, proces numit gelifracţie. La dezgheţul solului sau al alterărilor au loc solifluxiuni, glisări de blocuri, formarea unor brazde de solifluxiune şi muşuroaie înierbate (marghile). Zăpada acţionează prin avalanşe (pe pante mari), dar şi prin favorizarea altor procese ca dizolvarea, sufoziunea şi tasarea (sub lentilele de firn ce se păstrează pe locurile adăpostite, unde se formează scochine).

Se poate trage concluzia că procesele crio-nivale sunt de esenţă climatică (domină în etajul alpin), dar modul lor de producere, intensitatea şi combinarea lor locală, ca şi formele rezultate, respectiv nuanţele crio-nivale, depind şi de gelivitatea rocilor, pantă, expunere, altitudine, tipul sau lipsa vegetaţiei.

Condiţiile climatice actuale, care conduc la formarea unui etaj morfogenetic crio-nival în Carpaţi încep de la limita superioară a pădurii în sus. Aici, sub aspect termic şi de vegetaţie, întâlnim două subetaje – criogen (cel mai înalt şi cu roci aproape total golaşe) şi crio-nival (cu jnepeni şi stepă alpină). Teoretic limita pădurii se plasează la 1650-1700 m în nord şi 1800 m în Carpaţii Meridionali, dar oscilează o dată cu izoterma anuală de + 2^0C (sau 10-10,5^0C pentru luna iulie), în funcţie de expunere, pantă şi intervenţia antropică. Între cele două subetaje amintite limita coincide oarecum cu izoterma de 0^0C anuală, sau circa 2000 m în Carpaţii Meridionali şi 1800-1900 m în Orientali.

Perioadele de îngheţ (cu temperaturi sub 0^0C) pot dura 6-8 luni pe an, ceea ce înseamnă peste 220 zile/an. Important este şi numărul de cicluri gelive (îngheţ-dezgheţ), care atinge 100/an la peste 1900 m şi scade cu altitudinea la 80-100/an în restul Carpaţilor şi la 50-80 în dealuri şi câmpii. Un număr crescut de zile cu îngheţ şi de cicluri gelive se întâlneşte şi în unele depresiuni intramontane ca, Braşov, Ciuc, Gheorgheni, Vatra Dornei, Întorsura Buzăului, Maramureş, precum şi în nordul Moldovei (din cauza influenţelor climatice nord-baltice). Se poate spune deci că procese crio-nivale se întâlnesc şi în alte etaje morfogenetice, mai joase, cu condiţia să lipsească învelişul de pădure, dar intensitatea şi durata acestor procese scad puternic cu altitudinea.

Mai trebuie cunoscut încă un fapt. La noi în ţară, cu precădere în Carpaţi, aceste procese se suprapun în prezent pe reliefuri glaciare şi periglaciare moştenite din timpul würmului. Formele de relief şi mai ales depozitele periglaciare ale etajului crio-nival din würm coborau cu peste 1000 m faţă de limita actuală a pădurii. Nu a fost însă o singură şi simplă coborâre a etajului crio-nival din würm, ci cu oscilări în funcţie de stadiale şi

interstadiale. Acestea au lăsat diferite urme, ca relief şi depozite superficiale, acoperite în post-würm de pădure, deci mai greu de descifrat, dar uneori au lăsat urme şi în profilul longitudinal al văilor. Oscilările stadialelor şi interstadialelor au atins o amplitudine de până la circa 400-500 m. În prezent, procesele din etajul pădurii se desfăşoară peste depozitele fostului etaj crio-nival din würm şi se resimte acest fapt mai ales pe suprafeţele despădurite.

Subetajul criogen actual se suprapune pe vechiul etaj glaciar. Este dominat de gelifracţie, cu precădere pe crestele şi custurile golaşe, pe vârfuri şi ace, pe abrupturile şi pantele mai înclinate expuse către N, NE, NV, situate în general la peste 2000 m. Activă este şi eolizaţia şi deflaţia (inclusiv pentru zăpadă). Gelifracţia, ca şi prăbuşirile individuale de blocuri, coboară şi la altitudini mai joase, abrupte şi lipsite de vegetaţie. Sunt cunoscuţi de exemplu pereţii unor defilee, ca cei ai Jiului, sau Oltului, sau din unele chei, cum sunt Cheile Turzii, unde, toamna, primăvara şi în zilele mai însorite din iarnă, însumând cel mult 3-5 luni pe an, au loc dezagregări prin îngheţ-dezgheţ şi căderi de blocuri.

Subetajul crio-nival, situat mai jos de 2000 m şi până la limita pădurii, ocupă obişnuit suprafeţe mai puţin înclinate, cu sol şi pătură de alterări, unde zăpada persistă adesea foarte mult pe locurile adăpostite. Ca procese sunt tipice îngheţ-dezgheţul în sol şi în pătura de alterări, solifluxiunea, glisările de blocuri şi pietre, avalanşele, segregarea zăpezii prin ger şi vânt, precum şi sufoziuni şi tasări uşoare sub lentilele de firn menţinute pe locurile adăpostite (unde formează scochine) şi torenţialitatea. Aceste procese coboară şi în etajul pădurii pe locurile despădurite, unde apar în plus alunecări şi rostogoliri de grohotişuri exhumate. Reducerea antropică a limitei pădurii a condus la înglobarea în acest subetaj a mari suprafeţe, afectând chiar munţii mai mici, ca Semenic, Muntele Mic, Gutin ş.a., în unele din aceste cazuri căzând şi mari cantităţi de zăpadă. De asemenea, rocile conglomeratice (Ciucaş, Ceahlău, Piatra Craiului), gresiile triturate (exemplu gresia de Siriu) şi chiar calcarele fisurate, respectiv rocile zise gelive, coboară şi ele limita subetajului crio-nival, când stau în condiţii de a fi afectate de îngheţ-dezgheţ.

Procesele eoliene sunt tipice în România numai în arealele cu nisipuri descoperite şi devin mai puţin evidente în etajul crio-nival, sub formă de eolizaţie. În primul caz se manifestă prin deflaţie, transport şi acumulări sub diferite forme, dominant dune, inclusiv barcane. În ordinea suprafeţelor ocupate de nisipurile eoliene, menţionăm: Câmpia Olteniei (pe terase, Câmpul Leu-Rotunda şi lunca Dunării), Câmpia Bărăganului (cu fâşii de nisip pe dreapta râurilor Buzău, Călmăţui şi Ialomiţa), în Delta Dunării (grindurile Letea, Caraorman, Sărăturile ş.a.), în Câmpia de Vest (Câmpia Valea lui Mihai, Teremia Mare ş.a.), Câmpia Tecuciului (Hanu Conachi), Depresiunea Braşov (Reci). În multe locuri din arealele citate nisipurile sunt relativ fixate printr-o pătură subţire de sol sau prin păduri de salcâm, stejar, chiar mesteacăn, arin şi pin (pe dunele de la Reci).

Lipsa vegetaţiei este condiţia esenţială pentru activarea proceselor eoliene, la care se adaugă însă şi cantitatea mică a precipitaţiilor, frecvenţa secetelor, o pânză freatică mai adâncă pentru a nu afecta partea superioară a nisipului şi o viteză a vântului de peste 6 m/s. Efectele maxime sunt primăvara când solul este lipsit de vegetaţie.

Dunele din Oltenia au fost mai bine studiate. Nisipurile de aici s-au depus în cea mai mare parte în würm, ca şi în majoritatea celorlalte locuri. S-au împădurit în postglaciar cu stejar brumăriu, dar au fost defrişate puternic în sec. XVIII. Efectele au fost dezastruoase, nisipul s-a pus în mişcare şi a acoperit părţi importante din unele sate. Către sfârşitul sec. XVIII s-au reîmpădurit cu salcâm. Despăduriri au avut loc şi în timpul celor două războaie mondiale şi chiar după 1989. Prin anii ’70 multe dintre dunele de aici au

fost nivelate, cultivate şi irigate. Neîntreţinerea irigaţiilor sau folosirea lor incorectă au condus adesea la noi deplasări de nisipuri.

Dizolvarea (modelarea carstică) este un proces tipic pentru calcare, acţionând atât la suprafaţă cât şi subteran. Alături de calcare se adaugă dizolvarea pe sare şi gips, dar aceste roci sunt foarte puţin extinse în teritoriu. Condiţia de bază pentru efectuarea dizolvării carstice este ca apa să circule în/sau pe roca respectivă, dar nu prea repede. Dizolvarea la suprafaţă este diversificată pe trei tipuri de sectoare: interfluvii extinse, versanţi şi albii. În primul caz se realizează platouri carstice, cu lapiezuri, doline, uvalii, polii, chei. Versanţii sunt dominaţi de alte procese (şiroire, denudare); totuşi, pe pantele sub 5^0 apar multe lapiezuri paralele. În albii dizolvarea, deşi este dominată de eroziunea mecanică sau de acumulări, impune sorburi, ponoare, marmite.

În interiorul calcarelor circulaţia apei şi dizolvarea devin cu atât mai active cu cât grosimea şi triturarea rocilor sunt mai mari. Se creează peşteri şi avene. În plus, are loc şi un proces de precipitare în peşteri, cu realizarea unor forme de tavan, de podea şi parietale. Mai tipice sunt stalactitele, stalagmitele, gururile şi „scurgerile" parietale. Precipitări de suprafaţă se produc la ivirile de izvoare încărcate cu calcar, îndeosebi cele calde, ca la Geoagiu, unde se depun trepte de travertin, sau alte forme.

Cele mai extinse areale cu procese carstice se găsesc în Munţii Apuseni, Munţii Banatului, mai puţin în Meridionali şi Orientali, în podişurile Mehedinţi, Dobrogea de Sud şi Boiu (la nord de Someş).

În afară de calcare, sare şi gips, oarecari procese de dizolvare carstică au loc şi în argile şi gresii calcaroase, dar mai ales în loess unde fracţiunea calcaroasă este dizolvată, transportată şi concreţionată la baza loessului (păpuşi de loess) sau evacuată sufozional.

Procesele marine (de litoral) sunt determinate în principal de valuri şi curenţi. Acţiunea lor se desfăşoară de-a lungul marginii de est a Dobrogei, realizând abraziune, transport şi sedimentare. Mareele şi seişele sunt nesemnificative la Marea Neagră. Efectele proceselor marine mobilizează însă şi alte procese, cum ar fi alunecările şi prăbuşirile de faleză, crearea de limanuri şi lagune unde au loc procese de acumulare, sau crearea deltei, în special a celei maritime, unde acumulările fluvio-marine îmbracă forme specifice.

Procesele de litoral sunt influenţate la rândul lor de cantitatea şi fluctuaţiile aluviunilor cărate de Dunăre şi mai ales de tăria şi direcţia vântului.

O problemă care se pune pe timp îndelungat este aceea a creşterii nivelului mării cu 2-3 cm/secol, în legătură cu ridicarea generală a nivelului Oceanului Planetar. Efectul acesta este însă mai mare în Dobrogea datorită unei uşoare coborâri epirogenetice a fâşiei de la est de o linie Mangalia-Tulcea.

Valurile acţionează cel mai puternic, prin abraziune, pe majoritatea litoralului, dar cu precădere în sectorul sudic cu faleză (fig. 78). La nord de Constanţa acţiunea lor este mai redusă deoarece plaja submersă, puţin adâncă, este mult mai extinsă şi valurile se sparg înainte de linia de ţărm. Ca urmare, în aceste locuri este uneori mai activă acumularea produsă atât de valuri cât şi de curenţi, dar la furtuni se resimte şi abraziunea, împingând cordoanele litorale spre Deltă şi către laguna Razelm.

Pe linia de faleză retragerea ţărmului prin abraziune îmbracă ritmuri şi forme locale diverse în funcţie de următorii doi factori: raportul dintre placa de calcar sarmatic şi nivelul mării şi alternanţa de faleze cu ţărmuri joase situate în dreptul gurilor de râuri, a limanurilor şi lagunei Siutghiol sau a unor golfuleţe. Un anume rol îl joacă aici şi digurile antropice dispuse în general perpendicular pe ţărm, care forţează acumulări locale. Astfel, când placa de calcar este mai sus de nivelul mării, atunci retragerea ţărmului este mai

lentă, dar se formează şi un microrelief aparte, cu stânci calcaroase, firide, ţâşnitori prin găurile calcarului, iar mai sus, în loess, apar fenomene de sufoziune, cu hrube şi pâlnii, mai rar prăbuşiri. Unde placa de calcar este la nivelul mării se realizează o „plaje" stâncoasă structurală (benci), uşor emersă şi mai mult submersă. Când placa de calcare se află la nivelul mării, faleza de loess se retrage mai repede, prin prăbuşiri şi alunecări. Astfel de forme sunt cunoscute sectorial de la Constanţa până la sud de Costineşti. Între aceste sectoare se intercalează cele de la gura râurilor, de lângă laguna Siutghiol sau unele mici golfuleţe, care au plaje obişnuit restrânse, ca la Mamaia, Techirghiol-Eforie, Mangalia. În aceste locuri se reduce mult abraziunea, apar unele acumulări, dar tendinţa generală rămâne tot cea de retragere a ţărmului.

Fig. 78 – Abraziunea marină la Constanţa, pe timp de furtună

Curenţii de litoral sunt activi periodic şi efectuează dominant un proces de transport şi acumulare (spre sud) a aluviunilor revărsate de braţele Dunării. În subsidiar, curenţii efectuează şi o uşoară acţiune de abraziune asupra ieşindurilor sub formă de cap (exemplu, Capul Midia), în tendinţa de îndreptare a ţărmului. Cordoanele litorale care închid Delta, lagunele şi limanurile sunt în principal opera acumulărilor acestor curenţi.

Modelarea sectorială a litoralului, prin combinarea proceselor, diferă între nord şi sud de Capul Midia. În cadrul celor două sectoare apar însă subsectoare cu tendinţe diferite (fig. 79). De exemplu, ţărmul din dreptul Deltei prezintă cu claritate subsectoare ale gurilor Dunării cu acumulări şi avansări, dar între ele cordoanele litorale sunt în uşoară retragere sau în echilibru. Există chiar diferenţieri de la o gură la alta: la Chilia cantitatea de aluviuni fiind foarte mare conduce la formarea unei delte secundare, inclusiv cordoane şi bancuri submerse şi emerse; Sulina, cu aluviuni mai puţine dar cu diguri laterale ce avansează în mare până la curentul litoral, realizează numai o mică „bară", dragată periodic; braţul Sf. Gheorghe creează un început de predeltă, respectiv un cordon-insulă (Sacalin). La sud de Chilia şi până la Sulina (golful Musura), ca şi imediat la sud de Sulina ţărmul se retrage chiar cu mai mulţi metri pe an, împins de valurile din timpul furtunilor şi a unor curenţi circulari locali. În schimb, la nord de gura Sf. Gheorghe, în dreptul grindului Sărăturile, există o tendinţă uşoară de avansare a liniei de ţărm, din cauza existenţei unei întinse plaje submerse care forţează spargerea valurilor în larg. La sud de braţul Sf. Gheorghe, ca şi în dreptul lagunei Razelm-Sinoie apare o uşoară tendinţă de retragere a ţărmului (mai ales la „portiţe"), dar şi unele stări locale de echilibru.

La sud de Capul Midia domină retragerea ţărmului, impusă cu precădere de abraziunea valurilor, dar şi de prăbuşiri şi alunecări.

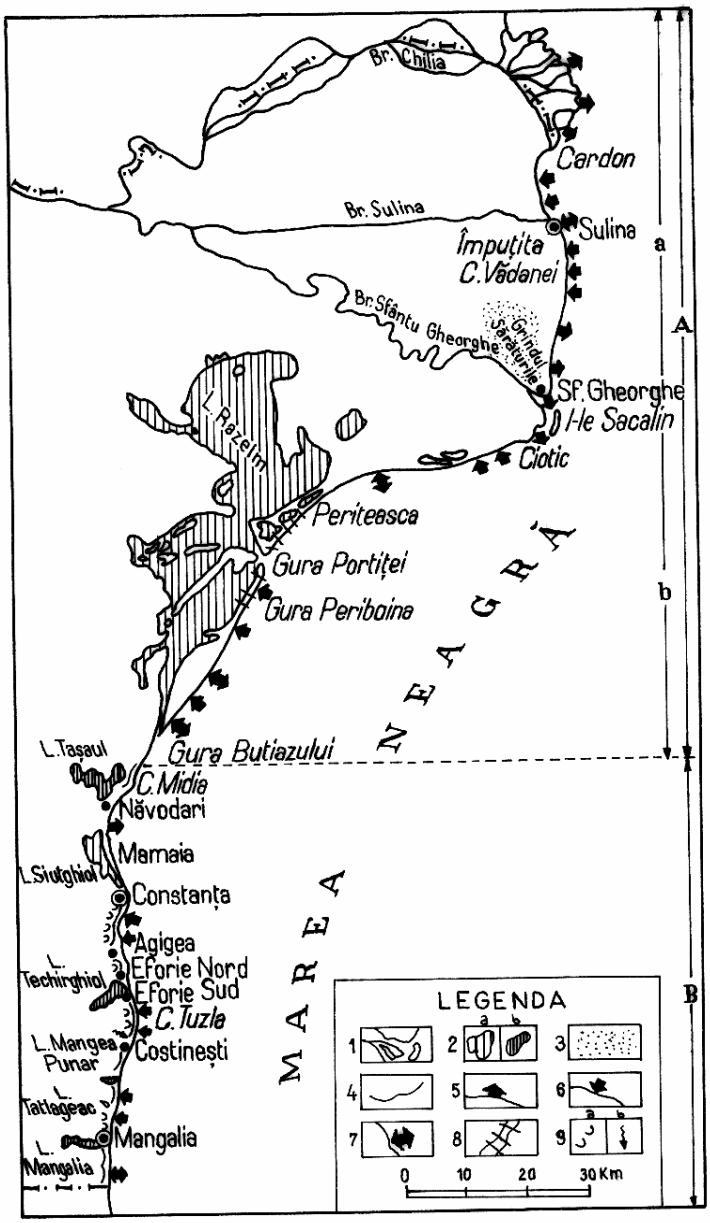


Fig. 79 – **Litoralul Românesc** – procese geomorfologice actuale (după V. Trufaș, O. Șelariu, cu completări). 1) delte secundare și cordoane marine; 2) lagune (a) și limanuri (b); 3) acumulări de nisip sub formă de grinduri fluvio-maritime, cordoane litorale și plaje în zona de influență a mării; 4) faleze; 5) țărm în înaintare; 6) țărm în retragere; 7) țărm relativ stabil; 8) țărm cu cordoane favorabile formării de portițe; 9) alunecări (a) și sufoziune (b) în frontul falezei; în dreapta figurii : A. țărm jos cu deltă (a) și lagună (b); B. țărm înalt cu faleze, limanuri, lagune și plajă îngustă

Particularitatea acestor procese pentru România a atras mulţi cercetători, în primul rând de la instituţii constănţene (*O. Şelariu*, *A. Marinescu*, *A. Spătaru*, *A. Moldovan*), dar şi cercetători bucureşteni (*V. Trufaş*, *A. Banu*, *E. Vespremeanu*, *P. Gâştescu*, *Gr. Posea*, *M. Ielenicz, H. Grumăzescu*) ş.a.

Procesele seismice. Acestea se încadrează categoriei de procese endogene, dar au repercursiuni bruşte la suprafaţa pământului, atât directe cât şi indirecte. Printre altele, provocarea de crăpături, de prăbuşiri şi alunecări de teren, avalanşe de zăpadă ş.a. (vezi b, *Fenomene asociate*). Ca urmare, le tratăm în cadrul proceselor geomorfologice actuale.

Seismicitatea în România se încadrează celei a lanţului muntos alpin, iar pe plan local, liniilor de grabene şi horsturi sau diferitelor falii încă active. România este o ţară seismică, anual producându-se cca 500 de cutremure, dintre care, în ultimele două secole, 50 au avut magnitudinea de peste 5 grade pe scara Richter. Teritoriul României este afectat în proporţie de peste 50% de seisme puternice sau moderate (fig. 80). În raport cu Japonia însă, cantitatea de energie seismică eliberată anual este de 400 de ori mai mică.

Studiul seismicităţii (*Atanasiu*, 1961 ş.a.) a dus la conturarea mai multor **regiuni epicentrale**: vrânceană, făgărăşeană, bănăţeană etc. Dintre acestea, cutremurele vrâncene sunt singurele de tip intermediar (cu adâncimi subcrustale, situate sub 170 km). Ele eliberează periodic cea mai mare cantitate de energie, provoacă cele mai mari distrugeri şi se resimt pe areale ce se extind până la Moscova şi Marea Egee (cutremurul din 1940 s-a simţit pe o suprafaţă de peste 2 milioane km^2, iar la Moscova a avut gradul V pe scara intensităţilor).

Scara intensităţii şi a magnitudinii cutremurelor

Gradul după efecte – Scara Mercalli		*Scara Richter*
I	Microseism; înregistrat numai de aparate; imperceptibil omului	**1**
II	Foarte slab; simţit numai de oamenii sensibili, aflaţi în stare de repaus	**2**
III	Slab; simţit de cei mai mulţi oameni, mai ales la etajele superioare ale clădirilor	**3**
IV	Moderat; geamurile vibrează	**3,5**
V	Destul de puternic; simţit de toată lumea, obiectele suspendate oscilează	**4**
VI	Puternic; oamenii se trezesc din somn, pendulele se opresc, tencuiala de la case crapă etc.	**4,5**
VII	Foarte puternic; cad obiecte, apar crăpături în construcţii, uşoare alunecări	**5**
VIII	Distrugător; copacii se îndoaie, unele clădiri se avariază sau chiar se dărâmă, panică	**6**
IX	Dezastruos; victime omeneşti, numeroase case distruse, crăpături în sol şi deranjamente în reţeaua subterană de conducte	**6,3**
X	Nimicitor, multe victime, se distrug clădiri din beton, baraje şi diguri sunt avariate, crăpături mari în sol, alunecări	**7,6**
XI	Catastrofal; clădiri total distruse, se rup baraje şi şine de cale ferată, apar falii lungi, mari alunecări de teren	**peste 8**
XII	Catastrofal total, nu rezistă nici o construcţie, devieri ale râurilor, prăbuşiri de versanţi, revărsări de lacuri	**8,6**

a) *Cutremurele vrâncene* (intermediare). Îşi acumulează energia, conform teoriilor anilor ’60-’80, pe planele de întâlnire ale microplăcilor Mării Negre, Transilvania şi placa Est-europeană. Dintre acestea, *microplaca Mării Negre* avansează spre NV (împinsă fiind de cea Arabă) şi se subduce sub Curbura Carpaţilor pe un plan general (complex), care înclină la partea superioară cu cca 60^0, iar la cea inferioară cu 80^0.

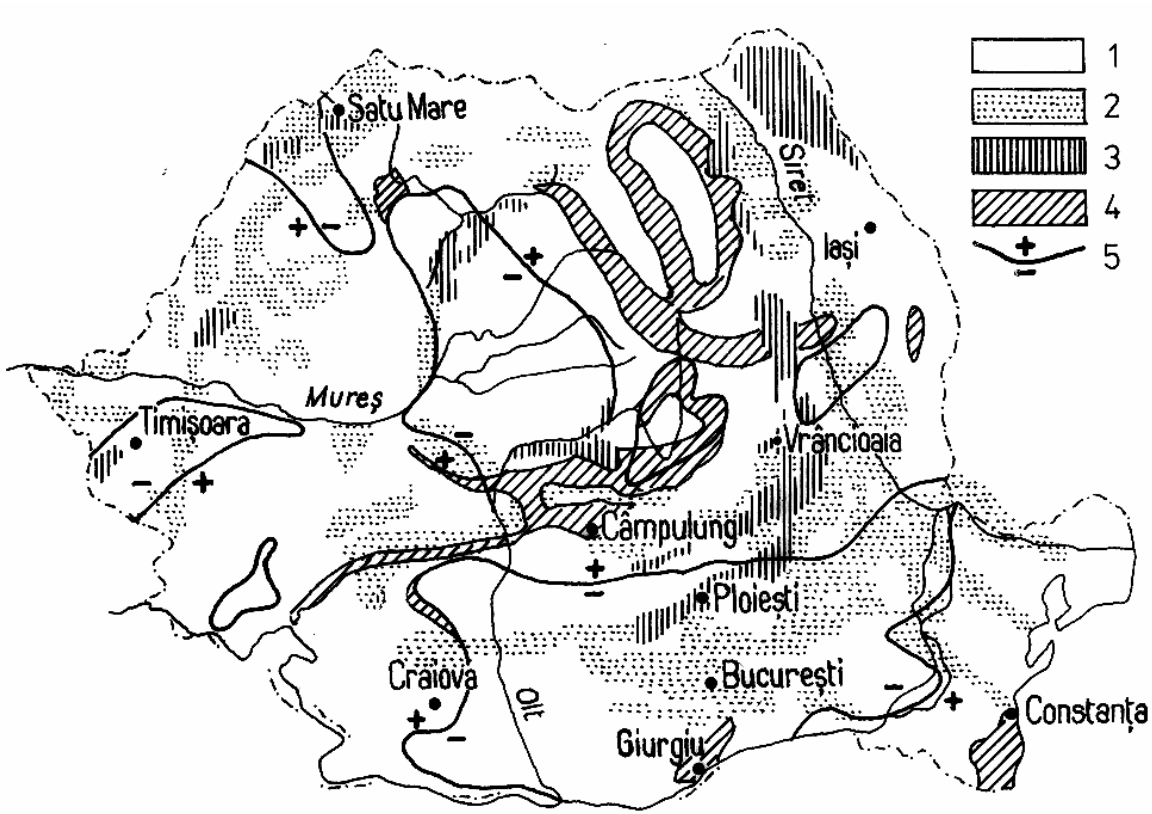


Fig. 80 – Harta riscurilor seismice de pe teritoriul României (după Bălan, Cristescu, Cornea, 1982, actualizată); 1) regiuni lipsite de risc seismic; 2) regiuni cu risc seismic redus; 3) regiuni cu risc seismic ridicat (local şi general); 4) mişcări neotectonice; 5) limită de mişcări cu sensuri contrare

O ipoteză recentă (*Săndulescu*, 1994), pleacă de la ideea sudării vechilor microplăci la nivelul macroplăcii euro-asiatice (proces încheiat în paleogen), o dată cu subducţia ultimelor porţiuni ale Mării Tethys. Vorlandul carpatic (platforma Europei orientale, platforma Moesică şi cea Scitică) şi arcul carpatic se găsesc în prezent localizate pe o singură placă, puternic fracturată. În sectorul vrâncean se întâlnesc însă şi deformări recente, de la începutul cuaternarului, din ultima fază a orogenezei carpatice. Mişcările de translaţie ale celor două fracturi care încadrează zona (Peceneaga-Camena şi falia intramoesică), împing un *panou litosferic* dinspre Marea Neagră spre Carpaţi. Acesta întâmpină în spatele munţilor rezistenţa zonei cristaline de sutură, fiind nevoit prin compresiune să-şi deformeze partea frontală, începând cu pleistocenul inferior (ridicarea munţilor, revărsarea cutelor subcarpatice, cutarea fundamentului câmpiilor Târgovişte şi Ploieşti). În spatele frontului muntos, procesul de *decompresie* determină subsidenţa activă a Depresiunii Braşov (înregistrând 4 mm/an, cea mai mare rată din ţară). În sectorul Vrancea ne-am afla, deci, la începutul unui proces de consum de scoarţă continent sub continent şi nu în etapa lui finală.

Şi mai recent, Institutul Naţional de Cercetare-Dezvoltare pentru Fizica Pământului a abandonat ideea subducţiei în favoarea admiterii unei simple coliziuni continentale (fără subducţie), unde scoarţa se îngroaşe mult. Când această coliziune stă sub influenţa plăcii Africane nu se produc cutremure puternice vrâncene. Trecerea sub influenţa plăcii Indiene, ceea ce se va întâmpla după anii 2005/6, conduce însă la acumulări mari de energie, cu declanşarea posibilă a unui cutremur de peste 7 grade.

În urma acestor deplasări ale scoarţei, pe aliniamentul curbat al sistemului de falii din Vrancea se acumulează continuu o rată de energie de $3{,}5 \cdot 10^{21}$ erg./an. *Hipocentrele vrâncene* sunt difuze şi se localizează între 70 şi 180 km adâncime (dar se grupează obişnuit la cca 130-150 km). Ele se aliniază pe o curbă de 60 km, marcând, oarecum, linia pericarpatică de la Curbură (între Vrancea şi Cislău). Aria *epicentrelor* intermediare se distribuie pe un areal foarte restrâns, de 2000 km^2, având şi o coroană extracarpatică, cu seisme normale, de cca 7000 km^2.

Energia degajată se canalizează elipsoidal, spre NE şi SV, de fiecare dată mai puternic pe una dintre aceste direcţii. Interiorul arcului carpatic resimte mai slab zguduirea scoarţei. Unele dintre aceste cutremure au caracter *multişoc*. În ultimii 1000 de ani au avut loc aici 17 seisme cu magnitudine de 7 grade sau peste, deci cu o medie de declanşare de 58 de ani. Sub aspect statistic, cutremurele vrâncene cu magnitudini de peste 6 grade revin la o medie de 10 ani; cele cu M = 7 la cca 33 de ani, iar cele cu M = 7,5 la cca 80 de ani o dată.

Cel mai puternic dintre cutremurele vrâncene pare să fi fost seismul din 1802 (14/25 octombrie), cu o magnitudine probabilă de 7,7 grade pe scara Richter. Următoarele cutremure mari s-au produs în 1829 (6,4), 1838 (6,9), 1894 (5), 1940 (10 noiembrie, cu 7,4) şi la 4 martie 1977 (7,2). Pentru intensitatea locală a cutremurelor, sunt importante şi *liniile de culminaţie* sau de sensibilitate seismică. În lungul lor, intensitatea este mai mare şi reflectă aliniamentele structurale ale fundamentului.

Cutremurul din 1977 a prezentat câteva particularităţi, în special în comparaţie cu cel din 1940. El a avut caracter multişoc, conturându-se cel puţin 4 şocuri, aliniate pe 60 km distanţă, fiecare cu hipocentrul său, adânc de 97-105 km. Şocurile respective s-au declanşat la intervale de câteva secunde, dintre care cel de-al treilea a fost cel mai puternic şi a direcţionat distrugerile cele mai mari pe o fâşie ce a trecut din Vrancea pe la Cislău – Vălenii de Munte – Bucureşti – Zimnicea (cel din 1940 s-a canalizat mai ales spre NE). Totodată, deşi a eliberat numai jumătate din cantitatea de energie a celui din 1940, cutremurul din 1977 a avut efecte mai puternice pe anumite aliniamente din cauza

caracterului său multişoc. Ca interval de timp, s-a declanşat mai repede faţă de media de 58 de ani, şi anume la numai 37 de ani de la seismul precedent (cel din 1940 s-a produs la 46 de ani distanţă faţă de cel din 1894). Hipocentrul cutremurului din 1977 s-a situat, totodată, mai sus cu 40 km.

b) *Fenomene asociate cutremurului din 4 martie 1977*. În afara unui număr impresionant de clădiri dărâmate (28 clădiri înalte) sau grav avariate şi a peste 1500 de morţi, cutremurul din 1977 a determinat şi producerea multor fenomene, în special la exteriorul Carpaţilor. Astfel, au apărut *fracturi* şi fisuri în rocile dure, dar şi în loessurile şi solurile din Câmpia Română, mai ales în lunci. *Regimul apelor* subterane s-a manifestat prin coborârea sau ridicarea nivelului hidrostatic (până la 1 m şi a persistat de la 1 la 30 de zile), prin tulburarea apelor, apariţia sau dispariţia de izvoare, ţâşniri de apă (cu înălţimi de 0,5-5 m) în lungul luncilor sau al teraselor inferioare din Câmpia Română; uneori a refulat la suprafaţă material mâlos formând mici cratere sau valuri. Au apărut noi izvoare la Băile Olăneşti şi Călimăneşti, altele şi-au mărit debitul (Sinaia, Slănic, Techirghiol etc.). În arealul Berca s-au activat anumiţi *vulcani noroioşi*, alţii au diminuat ca intensitate, în unele locuri au apărut *gaze*, la Buziaş şi Covasna s-a intensificat *activitatea mofetică*.

Alunecările de teren sunt fenomene ce însoţesc frecvent cutremurele mari, vibraţiile reducând mult perioada lor de declanşare. În martie 1977, deşi a fost un an secetos, s-au reactivat sau au apărut noi alunecări în Subcarpaţii de Curbură: Zăbala, Buda, Brăieşti, Slon, Chiojd. Unele alunecări au barat râuri ca Zăbala, apărând un lac de 2 km lungime şi aproape 40 m adâncime (barajul a fost apoi erodat de râu). În unele locuri alunecările s-au produs prin *lichefierea* intercalaţiilor de nisip din patul de alunecare. Lichefierea unor lentile de nisip a avut loc în multe locuri la adâncimi mici, în depozite recente, materializate prin cratere ovoidale (între Ostroveni şi Giurgiu) sau în zonele Craiova, Bucureşti, Budeşti, Făurei, Iaşi etc. În unele cazuri, lichefierile au afectat fântâni, colmatându-le sau chiar ejectând apă cu nisip la 2-3 m înălţime. Alte depozite necoezive, cum este loessul, au suferit *tasări* de câţiva centimetri, dar nesemnificative pentru construcţii, ca la Slobozia, Craiova, Zimnicea (unele cauzate, se pare, de ridicarea nivelului hidrostatic). Pe versanţii abrupţi, alcătuiţi din roci dure, tot în Subcarpaţi, s-au produs *prăbuşiri şi căderi de stânci* sau deplasări ale unor grohotişuri.

Fenomene luminoase asociate cutremurului au fost observate între Piatra Neamţ şi Corabia. Este vorba de flăcări (Oituz – jud. Bacău, Ţăndărei, Scăieni – jud. Prahova, Stoicăneşti – jud. Olt etc.), o lumină puternică ce se deplasa dintr-un punct în altul (Slobozia), scântei similare fulgerelor (Prăjeşti – jud. Bacău), dungi luminoase (Mănăstirea Caşin – jud. Bacău, Urlaţi – jud. Prahova). Ele aveau culori de la roşu la violet, albăstrui, galben, verzui şi au apărut înainte, în timpul, sau chiar după cutremur. Aceste fenomene pot fi explicate prin ionizarea puternică a atmosferei inferioare, datorită vibraţiei acesteia pricinuită de cutremur. Există şi posibilitatea ca în atmosferă să se producă descărcări de energie electrică generată de frecarea particulelor de rocă de la suprafaţa terestră, datorită tot vibraţiilor. Ionizarea poate fi determinată şi prin emanarea unor concentraţii de *radon* şi izotopi ai acestuia prin fisuri ale scoarţei.

Fenomenele acustice însoţesc şi ele cutremurele prin zgomote subterane, uneori asurzitoare, cauzate de fracturarea, dislocarea şi deformarea rocilor, sau prin zgomote produse de stresul exercitat asupra clădirilor, pomilor, deplasarea diferitelor obiecte etc.

Comportamentul ciudat al unor *animale* înainte sau în timpul seismului a fost observat şi în primăvara lui 1977. Cele mai semnificative manifestări prevestitoare au fost sesizate nu în zona epicentrală, ci la distanţe de peste 100-150 km, începând cu 48 de ore înainte, dar mai ales cu 1-3 ore înainte de cutremur. Cei mai activi au fost şobolanii şi

şoarecii, apoi peştii din acvarii, vrăbiile, păsările din colivii. Şobolanii au fugit din mine (Baia de Arieş), au ieşit din galeriile lor, apărând în parcuri (Timişoara), şoarecii au părăsit ascunzătorile sau casele (Smeeni – jud. Buzău), peştii din acvarii s-au agitat (Negreşti-Oaş, Sita Buzăului, Medgidia) sau au sărit din apă cu 15 ore înainte de seism (Slatina), vrăbiile au zburat foarte jos şi au fost foarte agitate (Bucureşti, Dărmăneşti), păsările de curte au ieşit din coteţ în ploaie înainte cu 2 ore de începerea cutremurului (Camăr – jud. Sălaj), porumbeii au refuzat să intre în cuşti cu 3 zile înainte (Râmnicu Sărat), şerpii au ieşit din pământ (Dichiseni – jud. Ialomiţa), albinele au ieşit noaptea din stup (Cilieni – jud. Olt, Corbeanca – jud. Ilfov), pisicile şi câinii au refuzat mâncarea (Bucureşti), furnicile au invadat un bloc (Piteşti).

În aceste cazuri este vorba de organe de simţ hipersensibile, în special acustice, pe care le au unele animale, percepând astfel manifestările preseismice venite din scoarţă (acustice, modificările câmpului magnetic, creşterea radioactivităţii etc.). Pe plan mondial se cresc astfel de animale special pentru studiu. În insula Martinica, marea erupţie din 1902 a lui Mont Pelée a fost prevestită prin plecarea păsărilor de pe toată insula cu 3 săptămâni înaintea evenimentelor, urmate ulterior de şerpii care au coborât în grupuri spre ţărm.

c) *Cutremurele normale*. Cutremurele normale din România au hipocentre la adâncimi cuprinse între 5 şi 30 km; excepţie a făcut numai cutremurul din 1960, de la Pogoanele, care a avut focarul la 100 km adâncime. Există mai multe areale epicentrale, care ţin de tectonica orogenului carpatic şi de faliile de platformă încă nesudate.

a. În **Subcarpaţii de la Curbură** au fost înregistrate epicentre locale la Tazlău, Târgu Ocna, Soveja, Nereju, Mânzăleşti, Chiojdeni, Chiojdu Mare şi Nehoiu* (o singură dată), toate având magnitudine redusă.

b. În partea de **est a Câmpiei Române** epicentrele locale se situează pe fracturi hercinice reactivate, care se prelungesc din Dobrogea către Curbura Carpaţilor, sau pe intersecţia acestora cu fracturi alpine. De remarcat este falia Tinosu – Fierbinţi Târg – Călăraşi, mai ales prin postşocurile seismice de după 4 martie 1977 (falie ce merge până la baza litosferei). Cutremurele din această parte a Câmpiei Române sunt foarte numeroase, dar nu ating magnitudini mari, deoarece tensiunile se descarcă periodic sub impulsul celor vrâncene.

c. Partea de **nord-est a Câmpiei Române** şi **sudul Podişului Bârladului** (la sud de Vaslui) au cea mai ridicată seismicitate, atât prin mulţimea focarelor locale (în triunghiul Focşani – Galaţi – Avrămeşti), cât şi prin efectul puternic al cutremurelor vrâncene.

d. În **Platforma Moldovenească** se cunoaşte o singură linie seismică, Dorohoi – Botoşani – Hârlău, pe o falie cu efecte reduse.

e. Cutremurele din **Munţii Făgăraş şi Ţara Loviştei** (făgărăşene) se plasează pe mai multe aliniamente şi afectează o arie limitată între aliniamentul Bran – Rucăr – Câmpulung în est şi Olt în vest. Ele apar adesea în serie, se resimt mult spre nord, sud şi vest, dar nu afectează zona de la est de Rucăr (Carpaţii Curburii), după cum nici Munţii Făgăraş nu sunt afectaţi prea mult de cutremurele vrâncene. Pare a fi vorba de un masiv aparte, cu falii hercinice moştenite şi cu o slabă regenerare alpină. Cutremurele sunt date de reaşezarea micilor blocuri crustale ce-l compun şi, odată într-un secol, seismele pot atinge magnitudini de 5-6,5.

f. În **Depresiunea Braşov** există o seismicitate locală foarte redusă. Se resimt însă des cutremurele vrâncene, cele făgărăşene şi transilvănene, chiar unele cu epicentre la sud de Dunăre. Ele au culminaţii pe anumite linii ale fundamentului; se remarcă mai ales linia seismică Bran – Braşov – Bod – Sfântu Gheorghe – Turia – Estelnic, ca şi linia Apaţa – Baraolt, continuată cu cea de la Dumbrăviţa – Codlea – Cristian (ambele în estul Munţilor Perşani).

* În Carpaţi

g. **Depresiunea Transilvaniei** este zguduită de cutremurele vrâncene şi făgărăşene, dar pare a avea şi un focar local situat între Târnave, la cca 10 km adâncime. Manifestările sale dau culminaţii pe linii ca: Târgu Mureş – Reghin – Teaca – Bistriţa, Turda – Cluj-Napoca – Huedin – Şimleu Silvaniei ş.a. A mai fost semnalată o fâşie, Sibiu – Agnita – Meşendorf, suprapusă unor linii tectonice, fâşie de la care se reduce puternic intensitatea cutremurelor transilvănene, dar şi a celor făgărăşene.

h. **Oltenia** este puternic afectată de cutremurele vrâncene şi de cele din Iugoslavia (focarul pe valea Moravei). Focarele sale locale nu dau cutremure cu intensităţi mari şi se localizează la Târgu Jiu şi pe un aliniament ce duce la Drobeta-Turnu Severin, altul la Tismana şi un al treilea pe linia Baia de Aramă – Balta – Vârciorova.

i. **Banatul** are multe focare seismice, grupate în două regiuni: câmpia şi partea montană de SE. În câmpie se cunosc numeroase hipocentre, cel mai activ fiind Timişoara. Focare însemnate se grupează pe o linie Arad – confluenţa Tisei (pe la Vinga şi la vest de Timişoara), iar celelalte pe linii locale orientate est – vest, perpendicular pe prima. Cutremurele pot atinge magnitudini de 5-5,5 grade (zona Banloc, la 20 km adâncime, la 12 şi 18 iulie 1991, urmate de altele mai mici, sau la Voiteg, în decembrie 1991), dar afectează teritorii puţin întinse. Poziţia focarelor este legată de întretăierea unor falii de la marginea Depresiunii Panonice, cu cele ale unor grabene sau horsturi carpatice. A doua regiune ţine de munte şi are epicentrele plasate pe trei linii: Teregova (Culoarul Timiş – Cerna), Dognecea – Oravita – Moldova Nouă şi o a treia (cutremure danubiene), Vârşeţ – Baziaş – Moldova Nouă – Calafat, tăind transversal cutele carpatice. Cutremurele de la Moldova Nouă sunt dese, efectele se transmit alungit NV-SE şi, ca mecanism, seamănă cu cele făgărăşene şi pontice, adică sunt *polikinetice*, seismul principal fiind urmat de altele timp de mai multe luni (de exemplu, după cutremurul din 1879 s-au produs peste 80 de seisme, timp de 6 luni). În această categorie intră, se pare, şi cutremurul de la Banloc.

j. La **nord de Mureş**, epicentre apar numai la Oradea (tot pe intersecţii de falii), iar altele, mai slabe, la Carei. Între Arad şi Oradea lipsesc seismele din cauza „prelungirii" Apusenilor, în general neseismici, deoarece nu au fracturi alpine importante.

k. În **Maramureş**, epicentre sunt la Sighetu Marmaţiei, pe linia de contact dintre vulcanic şi cristalinul scufundat (în depresiune) – de exemplu cutremurul din 1978, sau pe linia Baia Mare, cu focare la cca 10 km, pe fractura cu mineralizări Baia Sprie – Cavnic.

l. **Dobrogea** este afectată, în afara cutremurelor vrâncene, de cutremure pontice (focare pe linia Constanţa – Mangalia – Balcic), kimmerice (pe linia Topolog – Cogealac – capul Midia) şi prebalcanice. Cele pontice dau seisme distrugătoare numai o dată la cca 600 de ani (ultimul a fost în 1901). În rest seismele sunt slabe, produc o zguduire principală, urmată de o serie de postşocuri ce se pot întinde pe o durată de 3-4 ani (cele făgărăşene durează numai 2-3 luni); ca areal de propagare nu depăşesc Carpaţii şi nici latitudinea oraşului Vaslui. Cele kimmerice au intensitate mică şi dau culminaţii pe faliile dobrogene orientate E – V şi pe cutele kimmerice (NV – SE). Cutremurele prebalcanice au focare difuze, pe linia Turtucaia – Varna, sunt reduse şi nu sunt urmate de serii lungi de seisme, ca cele pontice; nu se resimt în Carpaţi, cu excepţia Depresiunii Bârsei. Aceste cutremure, ca şi cele pontice, par stimulate de tensiuni rezultate din ridicarea neotectonică a Dobrogei faţă de lăsările Depresiunii Varna şi ale bazinului Euxinic.

m. La **sud de Dunăre** există şi alte focare ce afectează sudul ţării: Târnovo (Bulgaria), de exemplu în 1913, regiunea Macedoniei (exemplul din 1904), din Marea Marmara (1912), din Salonic (1902).

d) *Rolul substratului geologic* pentru propagarea şi riscul local al cutremurului (vezi scara Mercali) este deosebit. Atât tipul de rocă, dar şi structura şi tectonica intensifică sau slăbesc şi direcţionează undele seismice. De exemplu, în rocile masive, metamorfozate sau magmatice, undele se resimt mai slab, deoarece deformarea acestor roci este mai redusă. În schimb depozitele mobile, ca aluviunile, nisipurile ş.a. amplifică vibraţiile, având o putere mare de absorbţie a energiei. Uneori această amplificare, în raport cu rocile cristaline, poate creşte de până la 12 ori în terenuri mlăştinoase şi în ramblee (*Lupei*, 1979). În lungul faliilor şi paralel cu stratificarea rocilor propagarea undelor se face de asemenea mai intens. Efectele distructive (vezi scara) mai depind şi de tipul de construcţie, înălţimea acestora, gradul de armare, iar la blocuri înalte centrul de greutate trebuie să fie cât mai jos.

Unele reguli de comportament în timpul cutremurelor: nu intraţi în panică, încercaţi să-i calmaţi pe ceilalţi, protejaţi copiii etc.; dacă sunteţi în clădire nu fugiţi pe uşă, nici pe scări, nici cu liftul, dar deschideţi uşa să nu se blocheze; închideţi sursele de foc, adăpostiţi-vă sub un toc de uşă, o grindă, o masă rezistentă, staţi departe de ferestre, care se pot sparge, de mobilele suprapuse; deplasaţi-vă numai după încetarea seismului, cu calm (încălţaţi-vă pentru a nu vă tăia în cioburi) şi nu luaţi cu dumneavoastră lucruri inutile. Dacă vă aflaţi în afara clădirilor, depărtaţi-vă de acestea (pericolul căderii de cărămizi, coşuri etc.) şi căutaţi un loc deschis. După seism nu alergaţi pe străzi, răspundeţi apelurilor de ajutor, dar nu blocaţi zonele calamitate, nu daţi crezare zvonurilor, informaţi-vă numai prin intermediul radioului, al televiziunii, al presei serioase; este bine să consultaţi un specialist asupra locuinţei dumneavoastră, a locurilor unde vă puteţi refugia rapid în caz de seism.

Procesele antropice au devenit, pe aproape tot uscatul, deci şi în România, deosebit de importante pentru morfogeneza actuală. Omul provoacă sau declanşează o serie de procese geomorfologice, în special prin tehnica din ultimul timp.

Acţiunile antropice care se referă la relief sunt, ca efecte, de două tipuri: indirecte şi directe. Primele conduc la accelerarea, declanşarea sau apariţia locală a unor procese naturale, iar secundele creează în mod direct anumite forme de relief care se implementează în armonia locală a mediului sau din contră îl dereglează.

- *Acţiunea indirectă* a omului se referă în mod special la *despăduriri şi desţeleniri*. Ele reprezintă o importantă presiune antropică asupra mediului, iar în ceea ce priveşte relieful accelerează eroziunea în suprafaţă, şiroirea şi torenţialitatea, reactivează şi declanşează noi alunecări de teren, provoacă aluvionări şi înălţări de albii, aluvionări pe lunci şi câmpii joase, înmulţirea şi extinderea conurilor de dejecţie care acoperă diferite locuri etc. Situaţia este specifică îndeosebi în regiunile deluroase care au devenit suprapopulate începând cu secolul XVIII, perioadă în care s-au intensificat şi defrişările şi desţelenirile. Au contribuit în plus, la această accelerare a degradării potenţialului economic al reliefului, şi *păşunatul excesiv*, ca şi *aratul în lungul pantei*.

Pe suprafeţele cu nisipuri dezgolite se accelerează totodată şi *deflaţia*.

- *Acţiunea directă* asupra reliefului se remarcă prin terasări de versant, amenajarea torenţilor, crearea de drumuri şi aşezări, construcţii hidrotehnice, activităţi industriale (galerii de mină, halde, cariere, tuneluri, excavări în sare etc.), activităţi agricole ş.a. Unele dintre acestea sunt realizate cu scop direct de frânare sau de oprire a proceselor de degradare, altele au scopuri economice diverse şi pot frâna sau din contră pot provoca anumite procese (galeriile de mină, haldele, podurile care îngustează albiile etc.).

Terasarea versanţilor a început se pare chiar de pe vremea dacilor, inclusiv în Carpaţi şi se făcea mai ales pentru culturile de mei, din care se prepara mămăliga. Aceste

terasări s-au înmulţit o dată cu extinderea terenurilor agricole în arealele deluroase, mai ales pentru vița de vie şi pomii fructiferi, dar şi pentru alte culturi. Ele frânează eroziunea solului, cu condiția de a fi bine concepute, ca să permită evacuarea apelor la ploi torențiale fără să se declanşeze denudare locală şi eroziune în adâncime.

Amenajarea torenților reduce cu precădere eroziunea în adâncime dar şi alte procese din bazinul torențial. Se execută mai ales în preajma drumurilor, a aşezărilor, în arealele lacurilor de acumulare.

Construcțiile hidrotehnice cuprind baraje, diguri, canale (de desecare, irigat, deviere a apelor către un alt bazin), la care se pot adăuga poduri, ramblee, deblee ş.a. Unele dintre acestea frânează inundațiile, dar pot mări presiunea apelor în diguri, alteori ele cresc viteza de curgere a apei şi determină eroziunea în adâncime, ridicarea inundațiilor în spatele podurilor sau al rambleelor etc. Un fenomen aparte, manifestat mai ales la inundațiile din anii '70 pe unele râuri din Transilvania, îl reprezintă turbioanele puternice care apar în timpul viiturilor la picioarele unor poduri sau podețe, sau la unele diguri şi care le determină căderea. În cadrul lacurilor de acumulare se naşte şi un proces de abraziune şi de acumulare lacustră.

Activitățile industriale se referă mai ales la efectuarea galeriilor de mină, tuneluri pentru apă sau drumuri, halde, cariere de exploatare la zi, goluri rezultate din exploatarea sării etc. Şi acestea pot declanşa surpări, alunecări, şiroiri, spulberarea materialului fin din halde de către vânt, prăbuşiri în minele de sare umplute cu apă etc.

Activitățile agricole se desfăşoară pe suprafețe care însumează peste 60% din întregul ţării şi implică arături, păşunat, plantări de pomi şi viță-de-vie, dar şi terasări, irigări, desecări, drumuri specifice etc. Toate acestea se reflectă în efectele pluviodenudării, şiroirii, variației pânzei freatice ş.a.

Aşezările omeneşti şi drumurile produc modificări în scurgerea apelor, în procesele de tasare, provoacă uneori o aciditate agresivă a apelor freatice sau de ploaie ş.a.m.d.

Zonarea şi etajarea proceselor actuale. În schema B se indică procesele geomorfologice care acționează pe diferitele trepte de relief, începând cu litoralul şi câmpiile şi terminând cu muntele. În cadrul etajelor s-au făcut unele diferențieri, fie pe sectoare (litoral), fie pe etaje sau subetaje la câmpii (câmpii joase şi înalte), la dealuri (interfluvii, versanți şi albii, plus unele roci specifice) şi la munți (etajul crio-nival, de pădure, depresiuni intramontane, plus procese carstice). Sub aspect zonal se impun şi unele diferențieri regional-climatice pentru câmpii, dealuri şi podişuri. Climatele regionale influențează şi diferențiază în special procesele de denudare, şiroire, torențialitate şi fluviatile şi au fost abordate în oarecare măsură la tratarea individuală a proceselor. Amintim doar faptul, ca exemplu, că regimul de scurgere al apelor de precipitare variază, pe timpul unui an, mai ales de la vest către est, ceea ce conduce şi la ritmuri şi intensități diferite ale denudării. Astfel, o ploaie torențială căzută după o secetă îndelungată în partea de est a ţării va provoca o denudare mult mai mare decât una similară în vestul ţării unde secetele sunt mult mai rare şi mai scurte.

Capitolul XXI

REGIONAREA GEOMORFOLOGICĂ

1. **Istoric şi probleme teoretico-tehnice privind harta regionării**

Conturarea unei regionări a reliefului României cât mai aproape de decupajele sau sistemele teritoriale reale, formate de-a lungul timpului, reprezintă nu numai o necesitate ştiinţifică dar şi una practică, deoarece relieful este suport şi element al mediului de viaţă, iar regionarea, „baza sistematizării teritoriale sub variatele sale aspecte" (Posea, p. 400, 1976). Este important deci să urmărim modul cum a evoluat gândirea geografică românească în privinţa regionării. Să observăm în ce măsură aceasta s-a făcut intuitiv sau în funcţie de anumite principii şi criterii generalizate sau luate la întâmplare, aplicate diferenţiat, selectat, sau unitar pentru tot teritoriul ţării, şi în ce stadiu ne aflăm.

Regionarea reliefului României s-a realizat la început mai mult intuitiv, în şi pentru manualele de liceu. Se citează cu precădere manualul lui Gh. Murgoci şi Popa Burcă (*România şi ţările locuite de români*, 1902, Bucureşti) care, pentru prima dată, abordează tot teritoriul României. Urmează, ca importanţă istorică, lucrarea *L'Europe Centrale II* (1930, Paris) a lui Emm. de Martonne. Un nou început îl întâlnim însă la V. Mihăilescu, prin articolul intitulat *Marile regiuni morfologice ale României* („B.S.R.R.G.", L, 1931). Autorul revine apoi de foarte multe ori asupra problemei, el fiind cel mai prolific în acest sens (vezi mai departe). Alt moment important a fost realizarea *Monografiei geografice* a R.P.R., în anii 60, împreună cu câţiva geografi sovietici; atunci, într-un volum anexă, au fost publicate mai multe tipuri de regionări (raionări), între care şi una geomorfologică (C. Martiniuc). Semnalăm, în continuare, pe Gr. Posea (1976) care concepe un nou tip de „legendă" pentru regionarea geomorfologică, urmată în 1982 (*Enciclopedia geografică a României*) de un capitol *Regionarea geomorfologică* şi o hartă cu *Unităţile de relief ale României*, între care 17 regiuni. Apoi, împreună cu L. Badea (1982), publică un articol şi o hartă redusă, tot cu 17 regiuni (fig. 81), iar în 1984, o nouă *hartă* (*1: 750000*) *cu o regionare amănunţită*. În 1978 s-a tipărit harta întitulată *Regiunile geomorfologice* (ale României) în cadrul Atlasului R.S. România (1: 3000000). Din „Geografia României", vol. I (Geografia fizică, 1983) reţinem capitolul *Regiunile geomorfologice* (L. Badea), inclusiv o hartă cu 18 regiuni(fig. 82).

La aceste lucrări speciale se adaugă multitudinea unor articole şi teze de doctorat cu caracter local, precum şi multe cursuri regionale despre România, care conţin şi regionări, făcute însă după principii şi criterii diferite şi fără a avea ca scop principal regionarea reliefului. Subliniem totuşi, pentru criteriile morfografic şi morfometric aplicabile în regionare, hărţile din Anexă la Monografia Geografică a R.P.R. (1960) – Harta hipsografică schematică (T. Morariu), Energia maximă a reliefului (T. Morariu, Al. Savu, F. Dumbravă) şi Harta hipsometrică (N. Leontiev, V. Sficlea). Ca o continuare a acestora, Al. Roşu şi D. Bălteanu (1969) propun un coeficient sintetic, numit coeficient de varietate, rezultat din hipsometrie, energie şi fragmentare, ca elemente cantitative ce pot deveni, „în acelaşi timp şi criterii de regionare, …" (p. 31). V. Tufescu (1974) introduce indicele morfometric, ca sutime a altor trei indici – altitudinea maximă, medie şi energia (p. 32).

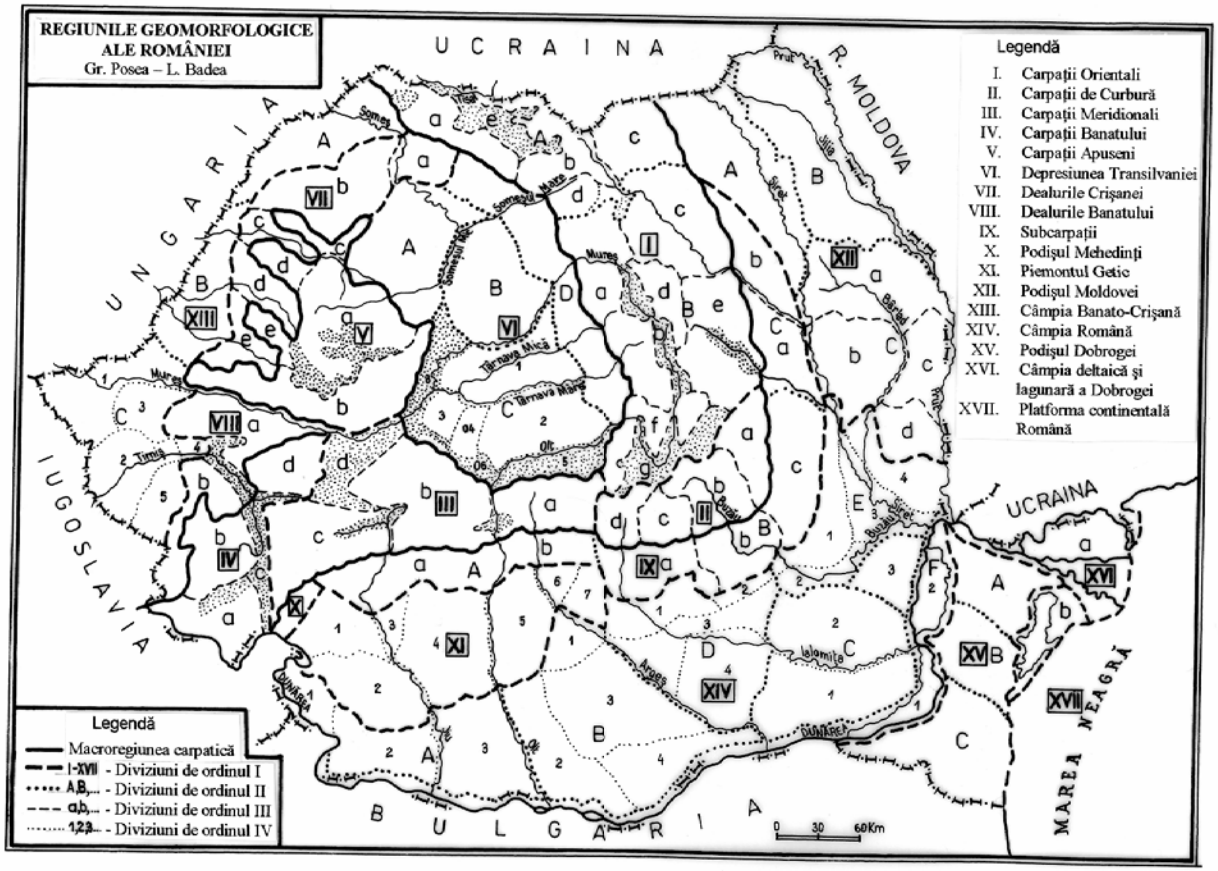


Fig. 81 – Regiunile geomorfologice ale României

Urmărind istoria regionării reliefului României vom putea reține în prim plan greutățile inerente perioadei de început şi eforturile depuse de unii autori în frunte cu V. Mihăilescu. Vom reține totodată criteriile şi principiile care au stat la baza diferitelor regionări, modificările conceptuale asupra unor denumiri de unități, ajungându-se, pe o treaptă superioară, la realizarea unei legende specifice hărților regionării şi a unui sistem unitar de codificare şi integrare a tuturor categoriilor de regiuni şi unități. Printre greutățile începutului, menționăm una de bază, prezentă de altfel pe plan mondial, anume, confuzia dintre „tip" de relief şi „regiune", sau dintre tipizare şi regionare.

Vom detalia unele etape, marcate de aportul unor autori.

• *V. Mihăilescu*, deschide problema prin articolul „Marile regiuni morfologice ale României" (1931). El indică, de la început, criteriile folosite: altitudinea medie şi extremă, masivitatea, forme dominante. Este vorba de criterii mai puțin genetice, dar mai concrete. Schema de bază a regionării este următoarea: A. *Seria formelor înalte* şi B. *Seria formelor joase*. În prima categorie include Carpații şi „Cununa dealurilor pericarpatice (externe şi interne)". Se observă cum „Carpații" reprezintă numele unei regiuni, în timp ce „Cununa dealurilor …" este un tip de relief major, autorul incluzând aici Dealurile subcarpatice dintre Ceremuş şi Dâmbovița, platformele pericarpatice din sudul Meridionalilor, precum şi cele din vestul Carpaților. Cât priveşte termenii taxonomici folosiți se întâlnesc: *serie* (Seria formelor înalte), *secțiune* (Secțiunea Subcarpaților dintre Milcov şi Dâmbovița etc.), *grupă* (Grupa nordică de la Rica-Swica la Bicaz, Grupa din nordul Mureşului sau Munții Apuseni, Grupa dealurilor subcarpatice, Grupa platformelor pericarpatice), *parte* (Partea Nordică a Dobrogei). Apar însă şi nume proprii, regionale, ca de exemplu Câmpia Dunării de Jos, Olteniei ş.a. Acestea dovedesc faptul că suntem la începutul unui studiu de regionare a României şi că autorul simțea nevoia unei scări taxonomice, termenii amintiți fiind o astfel de încercare. Apare însă o inconsecvență, care se va perpetua şi la alți autori, în sensul că pe harta alăturată articolului foloseşte alți termeni (Regiuni muntoase, Regiunea colinelor Pericarpatice, Podişuri înalte, Podişuri joase şi câmpii, Depresiuni intra şi subcarpatice), care reprezintă tipuri de relief şi nu regiuni.

În 1950 V. Mihăilescu în „Problema regionării geografice a teritoriului Republicii Populare Române" (vol. Din lucrările Institutului de Cercetări Geografice al R.P.R.) ridică noi probleme teoretice. Defineşte „regiunea" şi „regionarea" şi deosebeşte două tipuri de regiuni geografice, simple şi complexe (dar nu le lămureşte pe deplin). Stabileşte totodată cinci grade sau ordine de regionare. Regiune geografică este numită orice unitate mai mică sau mai întinsă a suprafeței terestre (sau „o bucată de spațiu terestru cu caractere definite față de spațiul terestru înconjurător") şi dă ca exemplu: o vale, un câmp, o mare, o insulă etc., p. 128. Prin regionare înțelege „operațiunea de individualizare a regiunilor geografice" (p. 129). Cât priveşte gradele de mărime acestea ar fi: *domeniu* (spații muntoase, deluroase, …, litoralul ?), *compartimente* (Carpații Răsăriteni …), *subcompartimente* (Carpații Curburii, Munții Apuseni …), *sectoare* (masive muntoase, depresiuni, Vlăsia …) şi *subsectoare* (Câmpul Câlnăului din Vlăsia). Totuşi, pe nici una din hărțile sale de mai târziu nu a separat aceste ordine de mărimi regionale.

În 1957 (Buletinul Ştiințific al Academiei, secția de Geologie-Geografie) autorul de mai sus publică „Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe baze geografice", cu un text aferent. Afirmă că este vorba de o aplicare a conceptelor din 1950, când începuse cu un colectiv harta „diviziunilor morfologice la scara 1: 200000" şi o continuare a „Marilor regiuni morfologice ale României" (1931). Consecvent concepției sale asupra integralității geografiei, dar şi a menținerii unor subdiviziunii anterioare, V. Mihăilescu

adăuga la titlul „regionarea geomorfologică" şi „… pe baze geografice". Nu arată însă care sunt aceste baze sau criterii, decât în treacăt, când vorbeşte de faptul că „geografii noştri nu sunt de acord cu toţii nici chiar în privinţa limitelor dintre marile subdiviziuni ale spaţiului muntos, ale celui deluros şi ale celui de câmpie" (p. 99). Aici spune: „Noi plecăm de la criteriul geografic potrivit căruia considerăm şi *formele de relief ca parte şi produs al unui întreg complex* (s.n.) şi aplicând – pe cât ne-a fost cu putinţă mai cu discernământ – acest criteriu şi la subdivizarea morfologică …" (p. 99). În mod normal însă se ridică întrebarea: de ce regionarea geomorfologică (ca şi cea pedologică, climatică etc.) nu se face după criterii proprii, specifice, ci aplicăm criterii din alte discipline, fie ele chiar integratoare ?

Analiza textului acestei lucrări şi a hărţii este plină de învăţăminte pentru drumul parcurs în problema regionării teritoriului României şi a stadiului la care se ajunsese. Analiza se impune însă a fi făcută separat, deoarece între text şi hartă există neconcordanţe, în special din punct de vedere conceptual. Ca aspecte problematice autorul punctează: dificultăţile realizării unei asemenea hărţi, problema limitelor, problema conţinutului hărţii şi problema nomenclaturii.

Dificultăţile întâmpinate sunt, după autor: lipsa cunoaşterii „la diferite nivele de adâncime a teritoriului", problema limitelor, problema criteriilor de subdiviziune şi problema nomenclaturii. Pentru depăşirea greutăţilor în privinţa trasării limitelor, autorul afirmă că a folosit drept criterii de bază: denivelarea, unele formaţiuni geologice, peisajul şi gradul de populare; nu exemplifică însă modul concret de aplicare. Precizează totuşi unele aliniamente unde limitele pentru unităţile de ordinul I sunt greu de fixat: între munţii vulcanici din grupa nordică şi platforma Someşană, între Carpaţii şi Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Slănicul de Buzău (soluţia dată aici este o „zonă de interferenţă Carpaţi-Subcarpaţi"), între Dealurile şi Câmpia de Vest – mai ales în arealul golfurilor, între dealuri şi Câmpia Română, între Platforma Getică şi Câmpia Română, între Podişul Moldovei şi Câmpia Română şi subdivizarea Dobrogei pe linia Peceneaga – Camena (cu două regiuni aparte). În ce priveşte regiunile de ordinul II aminteşte că neconcordanţele dintre geografi sunt şi mai mari, reţinând ca exemple doar două limite: limita Prahova – Valea Cerbului – Bârsa Groşetului – Valea Sebeşului şi limita dintre Carpaţii Meridionali şi Carpaţii Vestici[4] (socotiţi între Someş şi Timoc). Pentru dealuri „discutate şi discutabile sunt … unele limite (între Podişul Moldovenesc şi Subcarpaţi, la nordul Trotuşului, sau între dealurile Someşene şi cele Crişene)". În cazul limitelor dintre subdiviziunile de ordinul III-V …" sunt de aşteptat divergenţe din ce în ce mai numeroase" (p. 100).

Despre *conţinutul hărţii* autorul se întreabă dacă trebuie să cuprindă numai limite de diferite ordine sau şi alte „detalii de relief şi de structură …" ? (p. 100). Răspunsul este: „depinde de scara hărţii". Admite în general râuri şi forme care să caracterizeze regiunea.

Problema nomenclaturii (p. 102) se referă la numele proprii …, „cel mai potrivit este cel popular sau care circulă mai mult în regiune". Urmează numele după vârful dominant, sau central, după bazine hidrografice, o „regiune naturală" (exemple Maramureşului, Ciucului), după o localitate, o pădure (Vlăsiei, Teleormanului, Silvaniei).

Trecând la *analiza hărţii*, menţionăm mai întâi că autorul o consideră „doar ca un punct de plecare şi un prilej de discuţie şi emulaţie în vederea ameliorării …" (p. 98). Este la scara 1: 1000000. Titlul hărţii este cel indicat şi pentru articol. Are şi o *vignetă* cu „Marile regiuni morfologice", din care se poate reţine: împărţirea Carpaţilor Orientali în

[4] Pe hartă sunt trecuţi Carpaţii Occidentali.

trei grupe (Nordică, Centrală şi Curburei – care include şi munţii de la nordul Depresiunii Braşov); a celor Meridionali în două (Carpaţii Munteniei şi cei ai Olteniei ?) şi Carpaţii Occidentali (Vestici în text) care cuprind Munţii Apuseni şi Carpaţii Porţilor de Fier – până la Timoc. Depresiunea Transilvaniei are două subunităţi: Podişul Transilvaniei şi Platforma Someşană suprapusă şi peste Silvania. Piemontul Getic este compus din Zona Precarpatică Getică (Subcarpaţii Getici) şi Podişul Getic. În fine, Dobrogea ar fi formată din Platforma Dobrogei Nordice (include şi Dobrogea Centrală şi pare ataşată arealelor muntoase) şi Podişul Dobrogei Sudice (la sud de linia Hârşova – Taşaul şi ataşată arealelor deluroase).

Cât priveşte *harta mare* (1: 1000000) se impun două remarce de bază: lipsesc total ordinele de mărime de care amintea în 1950 (domeniu, compartiment etc.), sau cele enunţate în textul hărţii (ordinul I – V), iar legenda redă tipuri de relief şi nu unităţi regionale de diferite ranguri taxonomice. Citǎm din legenda: munţi, arii cu forme glaciare, carstice, vulcanice, masive vulcanice …, trecători, defilee; dealuri şi podişuri, dealuri înalte, depresiuni, râpe de obârşie, cueste …; câmpuri, câmpuri joase, terase, depozite pleistocene, dune etc. Privitor la ordinele de mărime se foloseşte des, pe hartă, termenul de „grupă" atât pentru cele trei subdiviziuni ale Carpaţilor Orientali, dar şi pentru areale tot mai mici ca de exemplu: Grupa Munţilor Bistriţei (de la Giumalău până la Tarcău), Grupa Nemirei (numai pentru Masivul Nemira). În schimb numele de Masivul Bucegi include Masivul Leaota şi Podul Bucegilor (!). Provoacă unele confuzii şi folosirea termenului de ţară: Ţara Maramureşului (numai pe arealul depresionar), Ţara Cibinului (numai Depresiunea Cibin sau Sibiu) etc.

Contribuţii aparte mai sunt aduse de V. Mihăilescu, cu precădere pentru documentarea unor limite, şi în cele două valoroase volume: Carpaţii Sud-estici (1963) şi Dealurile şi Câmpiile României (1966).

• În cadrul *Monografiei geografice a R.P.R.* (1960) au fost publicate, ca text şi hărţi în Anexă, mai multe tipuri de regionări (raionări), între care şi una geomorfologică (1: 3000000) semnată de *P. Coteţ* şi *C. Martiniuc*, iar harta numai de *C. Martiniuc* . După un foarte scurt istoric al raionării geomorfologice, se spune: „Autorii acestei scheme pornesc de la ideea relaţiilor reciproce strânse, care există în natură *între formele de relief şi tectonică* (s.n.) şi disting, ca unităţi morfostructurale fundamentale ale ţării, regiuni cu relief de geosinclinal şi de platformă, efectuând mai departe împărţirea acestora în unităţi taxonomice mai mici" (p. 193). Deci nu e vorba de regiuni ca unicate teritoriale, ci de cele două tipuri de unităţi morfostructurale (orogen şi platformă) din care este compus orice continent. Autorii îşi mai sprijină ideea pe faptul că „au fost utilizate metodele noi de raionare elaborate de şcoala geomorfologică sovietică …" (p. 193). De reţinut însă, că aceiaşi autori scriu mai departe „… în literatura noastră geografică nu există încă suficientă claritate în ceea ce priveşte conţinutul hărţilor geomorfologice generale şi a hărţilor de raionare geomorfologică …" (p. 194). Autorii înşişi dau această dovadă când spun: „Gruparea tipurilor genetice de relief (deci tipuri şi nu regiuni) pe care o propunem ţine seama de elementele geostructurale şi morfostructurale …" (p. 195). Ca unităţi taxonomice de bază sunt nominalizate: *provincia, ţinutul* şi *districtul*, la care adaugă şi subdiviziuni intermediare – subprovincie, subţinut şi subdistrict. În mod concret, inclusiv pe hartă, au fost conturate trei categorii de „unităţi geomorfologice": pe fundament de geosinclinal (provincia geosinclinalului alpino-carpatic), pe fundament de platformă (provincia platformei Est-europene) şi alta pe fundament de platformă şi de geosinclinal. Exemple de subţinuturi (notate cu I, II …) sunt: Carpaţii Orientali, Piemonturile şi Subcarpaţii Transilvaniei, Piemonturile Vestice, Câmpia Tisei, Câmpia Română (care este şi provincie) ş.a. Exemple de subţinuturi (notate cu A, B …): Munţii zonei

cristalino-mezozoice, Munţii flişului, Grupa sudică (Munţii Banatului), Piemonturile şi depresiunile de contact, Câmpia piemontană a glacisurilor (?), Câmpia de tranziţie etc. Rezultă clar amestecul de nume regionale cu tipuri de relief. Se remarcă de asemenea lipsa de continuitate teritorială a unor provincii sau ţinuturi şi subţinuturi, ceea ce nu este admis într-o regionare: Dobrogea inclusă în aceeaşi provincie cu Podişul Moldovei deşi sunt despărţite de provincia Câmpiei Române; Piemonturile Vestice sunt discontinui (pe hartă), ca şi Câmpia piemontană a glacisurilor subcolinare (din Câmpia Tisei) etc. Oarecum aparte şi discutabile sunt şi: regionarea longitudinală a Carpaţilor Orientali, cea în fâşii concentrice a Transilvaniei, în fâşii est-vest a Câmpiei Române, precum şi denumirea Dobrogei Central-Nordice ca „Munţii peneplenizaţi ai Dobrogei", sau includerea Podişului Silvaniei (Munţii insulari ai Someşului) la Carpaţii Occidentali etc.

În 1978 tot *C. Martiniuc*, dar împreună cu *V. Băcăuanu* publică, în „Atlasul Republica Socialistă România", o nouă hartă 1:3000000 intitulată „Regiunile geomorfologice". Este, în parte, o reluare a celei din 1960. Autorii indică, în text, „două provincii geomorfologice (carpatică şi extracarpatică), în cuprinsul cărora se diferenţiază 4 subprovincii şi 14 regiuni care coincid cu tot atâtea unităţi structurale, 31 de subregiuni şi 168 de districte, redând particularităţile morfologice ale teritoriului". Observăm că se reduc provinciile de la trei la două, se introduce „subprovincia", numai pentru provincia Carpatică, iar ţinutul este numit regiune. Reţinem că rămâne împărţirea longitudinal-structurală a Carpaţilor Orientali (dar fâşia cristalină este discontinuă), care se extind până la Dâmboviţa, Carpaţii Meridionali (ca regiune) cuprind două subregiuni (Alpii Transilvaniei şi Munţii Banatului), Carpaţii Apuseni se extind şi peste Dealurile şi „Munţii insulari" ai Silvaniei (până la depresiunile Baia Mare şi Lăpuş inclusiv), Depresiunea Panonică (?) are rang de subprovincie şi se subdivide în Piemonturile Vestice (?) şi Câmpia Banato-Crişană (dar Piemonturile Vestice reprezintă o regiune discontinuă), Câmpia Română este numită Câmpia Dunării de Jos, incluzând şi Delta; cele trei părţi ale Dobrogei (de Nord, Centrale şi de Sud) au fiecare acelaşi rang cu Podişul Moldovei care, la rândul său, este subdivizat în cinci subregiuni (Podişul Piemontan – de la Depresiunea Rădăuţi până la Culoarul Moldova – Siret ?), Podişul Sucevei, Câmpia Moldovei, Podişul Central Moldovenesc şi Colinele Bârladului) etc.

În plus, apar câteva lucruri de neînţeles: de ce Depresiunea Panonică este trecută la Provincia Carpatică şi nu la Extracarpatică ? De ce Piemontul Curburii (Deleanu – Măgura Odobeşti) este deslipit de Subcarpaţi şi alipit lângă o subregiune cu care nu se învecinează (Piemontul Getic); de ce lipsesc, ca subregiune, Subcarpaţii Curburii etc. Rezultă clar accentul pus adesea pe tipuri de relief şi nu pe regiuni.

• Poate fi apreciat ca un prag pozitiv faptul că în 1976 *Gr. Posea* introduce *Regionarea geomorfologică* în cursul de Geomorfologie, ca ultim capitol, „care face trecerea şi legătura între geomorfologia generală şi cea regională" (p. 501). Este vorba de probleme teoretice dar cu aplicare la „regionarea geomorfologică a teritoriului României, a cărei schemă generalizată poate servi şi pentru alte teritorii (p. 502-504).

Ideea fundamentală este **unicitatea fiecărei subdiviziuni** mari sau mici, dar unicitate *de tip sistem teritorial* (sau *unitate-sistem*) şi *integrarea ierarhică* a acestora în sisteme tot mai mari până la întreaga-suprafaţă a globului terestru. „Sensul ştiinţific al regionării este … faptul că ansamblul suprafeţei terestre reprezintă un sistem, existent obiectiv, alcătuit din suprafeţe teritoriale tot mai mici, care la rândul lor formează subsisteme. Fiecare subsistem conturează o unitate teritorială, care are un anumit specific – provenit dintr-*un grup de caracteristici comune* (deci este omogen genetic la nivelul său) – ce o face să existe obiectiv, dar integrat în sistemul teritorial imediat superior. A regiona nu înseamnă deci a dezmembra , ci a depista analitic componentele reale ale unui

teritoriu, a observa anumite praguri (sau discontinuităţi), de unde indicii geomorfologici capătă alt conţinut, se combină în alt mod, apar noi calităţi" (p. 499).

Dacă fiecare unitate este un sistem, atunci acesta are o structură, elemente componente, funcţionalităţi, limite şi un mediu înconjurător cu care comunică şi în care se integrează.

Ca urmare, **principiul unicităţii şi ierarhizării** devine călăuzitor în regionare, iar conturarea limitelor acestora se face prin *definirea structurii externe* sau vizibile a sistemelor *şi a funcţionalităţilor* lor.

În mod simplu, definirea sau mai precis diferenţierea dintre structuri (care interesează pentru conturarea limitelor regiunilor şi unităţilor) se realizează prin urmărirea unor **indici geomorfologici**, a unor *elemente de relief* şi a unor *procese*. Autorul citat (Posea, 1976) aminteşte în prim plan unii *indici cantitativi*: altitudinea (medie, maximă, minimă etc.), pantele, adâncimea plus densitatea fragmentării ş.a.. Urmează *indicii calitativi* care sunt: de ordin intern (structura şi compoziţia stratelor de la suprafaţă cu efect pentru relief, ca de exemplu friabilitatea, rezistenţa la eroziune, permeabilitatea ş.a., la care se adaugă mobilitatea tectonică) şi de ordin extern (formele de relief dominante şi caracteristice, agenţii şi procesele geomorfologice actuale, modul lor de îmbinare şi caracteristicile pentru fiecare sistem teritorial, stadiul de echilibru al acelui sistem şi limitele de toleranţă între care poate oscila fără dereglări esenţiale pentru a rămâne el însuşi).

În acelaşi capitol teoretic sunt abordate şi alte probleme: *cauzele neconcordanţei* dintre diferite regionări, *limitele de tranziţie*, *rolul studierii paleogeomorfologice* a unei unităţi pentru definirea limitelor, diferenţa dintre *tipizarea şi regionarea* geomorfologică, *treptele taxonomice* ale regionării (continent, domeniu, macroregiune, regiune, subregiune, grupări de unităţi de ordinul 1-3, unităţi şi subunităţi) şi **ordinea operaţiunilor regionării.** Aceasta din urmă are o parte cantitativă şi una calitativă:

- *partea cantitativă* se referă la *analiza spaţială* pe harta topografică în funcţie de cel puţin trei indici principali, şi *realizarea de hărţi* ale regionării pentru fiecare tip de indici şi apoi, suprapunerea acestora;

- *partea calitativă* localizează şi conturează tipurile majore de relief, separă apoi în cadrul acestora regiuni, subregiuni şi unităţi care se evidenţiază clar nu atât prin limite ci mai ales prin caracteristici specifice (poziţie, stil, structură, tipuri de reliefuri, evoluţie paleogeografică ş.a.), apreciază asocierile teritoriale de unităţi în „grupări de unităţi" (îndeosebi în munte şi dealuri) sau direct în subregiuni (mai ales în câmpii), apreciază dacă unele regiuni se grupează într-un domeniu, fixează treapta taxonomică pe care se plasează fiecare subdiviziune şi, în final, se precizează limitele neclare folosind şi analiza spaţială.

Reţinem două concluzii din această parte teoretică. Prima, „ideea de bază" a regionării coincide cu *principiul unicităţii* fiecărei entităţi teritoriale, concepută ca unitate sau *regiune-sistem*. De aici decurg automat următoarele: orice unitate are o structură (deci se include şi *principiul omogenităţii genetice* şi al *evoluţiei*), orice structură are limite (include *principiul continuităţii teritoriale*), structura şi unităţile au funcţionalităţi (include şi *principiul funcţionalităţii*), sistemele sunt subordonate (*principiul integralităţii*), entităţile teritoriale de pe o aceeaşi treaptă taxonomică nu sunt egale nici ca suprafaţă nici ca număr (*principiul echivalenţei*) şi, în fine, *criteriile de conturare a entităţilor* se aplică diferit sau sunt chiar altele de la o treaptă taxonomică la alta (*principiul diversificării criteriilor*). A doua concluzie: indicii cantitativi şi calitativi

amintiți pot fi socotiți și *criterii ale regionării*[5] și, ei, sau combinările lor, se pot schimba de la o treaptă taxonomică la alta.

Pe baza acestor principii a fost realizată *Regionarea geomorfologică a României* (Posea, 1982, *Enciclopedia geografică a României*), care are o parte teoretică (pg. 39-40) cu două subcapitole și o hartă (*Unitățile de relief ale României*). Regionarea pornește de la Domeniul Carpato-danubiano-pontic (nu de la provincii separate), urmat de 17 regiuni (amintite în text), din care cele cinci carpatice se reunesc în Macroregiunea Carpaților (pg. 40-42). În partea teoretică regăsim criteriile regionării (care pot fi și principii): omogenității (ca geneză, evoluție, procese), funcționalității, unicității și continuității în teritoriu, complementarismului funcțional și integralității taxonomice. Sunt subliniate și probleme ca: delimitarea prin discontinuități, denumirea, definirea și conținutul treptelor taxonomice. Pe hartă însă, și mai ales la legendă, se resimte încă influența concepțiilor anterioare cum ar fi introducerea unor tipuri de relief (depresiuni intracolinare, câmpii joase și înalte, lunci, culoare de vale). Regiunile sunt diferențiate prin câte o culoare sau nuanță de culoare (la Carpați), iar unitățile mai mici prin haşuri, uneori și nuanțe de culoare (Câmpia de Vest). La legendă sunt indicate *denumirile regionale*, dar ordonarea acestora se face pe tipuri majore de relief. Sunt prevăzute totuși și șase *tipuri de limite regionale*.

• Pasul hotărâtor în regionarea României a fost făcut de *Gr. Posea* împreună cu *Badea Lucian*, în 1982 și 1984. Chiar înainte de tipărirea hărții de bază (1984), dar după o prezentare publică, se aprecia în tratatul de Geografia României (vol. I, 1983) următoarele: „o încercare de regionare la o scară mai mare și detaliată (Gr. Posea și L. Badea, 1981) pune în evidență nu numai diversitatea foarte accentuată a reliefului la nivelul diviziunilor inferioare (până la ordinul al VI-lea) și modul lor de asociere, dar și legăturile dintre ele spre a sublinia evoluția unitară a reliefului" (p. 183). După câțiva ani de muncă împreună, multe limite fiind trasate în teren, s-a realizat *o hartă 1: 750000* (1984), intitulată **România – Unitățile de relief** (*Regionarea geomorfologică*). Pe lângă faptul că este o regionare de amănunt, făcută pe principii și criterii unitare pentru întreaga țară, acum nu se mai confundă tipizarea cu regionarea și ne dă pentru prima dată o legendă specifică, ce cuprinde: *tipuri de limite* (6 tipuri), *categoriile și gradul de subordonare* ale unităților de relief și *o codificare sistematică*. Reproducem harta respectivă, cu mici modificări, în acest tratat (8 planșe, racordabele 1-4 sus și 5-8 jos).

În primă etapă s-a prezentat această hartă la al V-lea Simpozion de Geomorfologie (Suceava, 1981), după care a apărut și un articol teoretic (Posea Gr., Badea L., 1982) cu o hartă restrânsă *„Regiunile geomorfologice ale României"* (fig. 81) ce include 17 regiuni și 1-3 ordine de mărimi mai mici (o hartă similară cu cea din 1982 a fost publicată, de L. Badea, și în Geografia României, vol. I, 1983, p. 184) (fig. 82). Scopul principal al hărților din 1982 și 1984 a fost prezentarea diviziunilor reliefului într-un sistem unitar, fundamentat pe ideea ierarhizării și echivalării relative a unităților pe mai multe trepte taxonomice (p. 9, 1982). „Ierarhizarea, echivalarea și codificarea unităților geomorfologice apare azi ca o necesitate stringentă …" (p. 9).

Întrucât elaborările anterioare diferă mult ca principii metodologice, autorii s-au oprit și asupra principiilor și criteriilor regionării. Sunt amintite următoarele *principii*: omogenitatea relativă a reliefului, unicitatea și continuitatea în teritoriu și principiul funcționalității. Aplicarea unitară a acestor principii asigură individualitatea și nerepetabilitatea fiecărei unități. Criteriile regionării au fost însă impuse și de caracterele concrete ale reliefului, respectiv de însușirile dobândite în decursul evoluției. *Criteriile* sunt deci variabile pe diferite trepte taxonomice dar și în funcție de diversitatea reliefului raportată și la diviziunile vecine.

[5] Criteriul este un punct de vedere, un mod de apreciere sau chiar un principiu de apreciere.

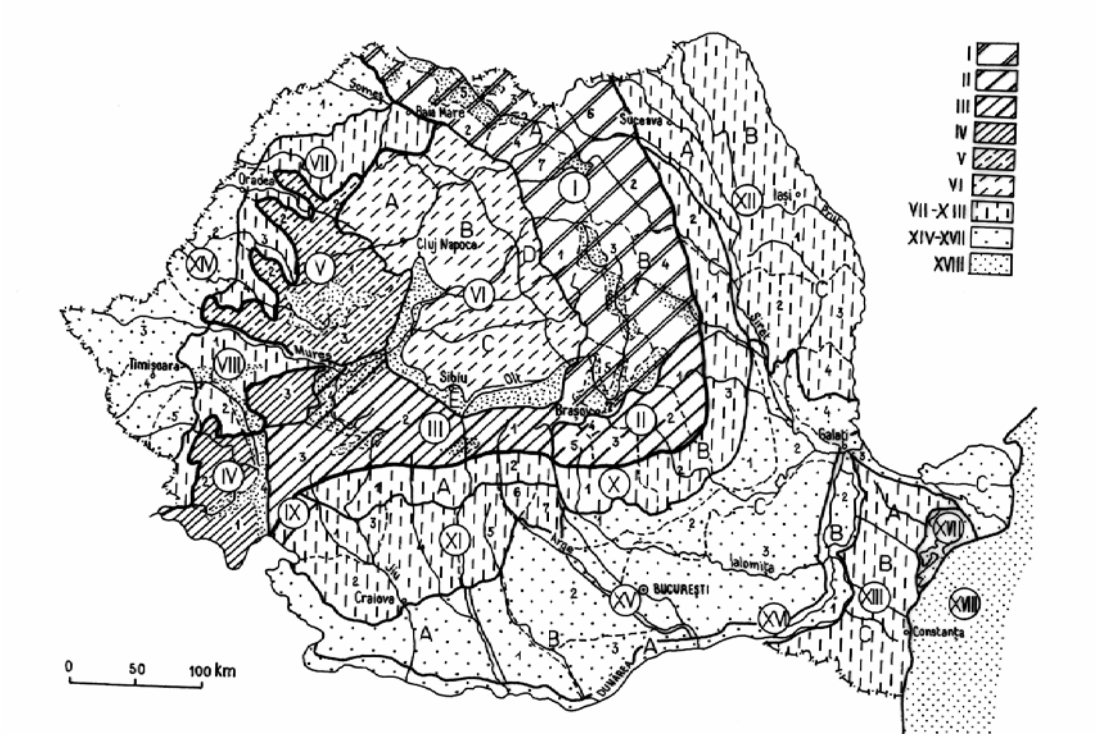


Fig. 82 – Regiunile geomorfologice ale României (după Geografia României, vol. I, 1983). I. Carpaţii Orientali; II. Carpaţii de Curbură; III. Carpaţii Meridionali; IV. Carpaţii Banatului; V. Carpaţii Apuseni; VI. Depresiunea Transilvaniei; VII-XIII. Dealuri şi podişuri (VII. Dealurile Crişanei; VIII. Dealurile Banatului; IX. Podişul Mehedinţi; X. Subcarpaţii; XI. Piemontul Getic; XII. Podişul Moldovei; XIII. Podişul Dobrogei); XIV-XVII. Câmpii (XIV. Câmpia Banato-Crişană; XV. Câmpia Română; XVI. Lunca, Bălţile şi Delta Dunării; XVII. Câmpia lacustră a Razimului); XVIII. Platforma continentală românească

Totuşi, există trei categorii de criterii generale: a) morfometrice şi morfografice (între care forma, poziţia şi orientarea desfăşurării unităţii, dar mai ales altitudinea care reprezintă caracterul principal al reliefului), b) genetice, morfostructurale şi morfocronologice şi c) funcţionale. Ele se aplică la toate treptele taxonomice, însă cu indici diferiţi.

La *problema limitelor* sunt abordate trei elemente care conduc la delimitări: discontinuităţile geomorfologice, structura geomorfologică şi stilul geomorfologic. Ultimele două sunt foarte rar concretizate de către geomorfologi şi cu sensuri absolut diferite. De aceea amintim definiţiile autorilor citaţi (completate cu cele din *Geografia de la A la Z*, 1986). *Structura geomorfologică*, în cadrul regionării, reprezintă modul variat de combinare, dispunere şi îmbinare a formelor de relief în teritoriu, ierarhizate pe trepte taxonomice[6]. În mod special se ia în considerare îmbinarea variată a pantelor şi altitudinilor, precum şi tipurile, caracterele şi modul de îmbinare al formelor (mai ales asamblarea interfluviilor şi a văilor, a culmilor şi masivelor muntoase şi deluroase, a câmpurilor). *Stilul geomorfologic* are un rang superior şi reprezintă o asociere regională de structuri geomorfologice elementare (tipuri şi grupări ale reliefului major montan, deluros sau de câmpuri) într-o proporţie ce devine caracteristică. Se dă ca exemplu stilul carpatic, în raport cu stilul alpin (culmile, masivele, văile, suprafeţele de eroziune ş.a. se asociază într-un mod specific). Stilurile geomorfologice se conturează mai ales pentru domenii şi macroregiuni, în timp ce structurile geomorfologice definesc şi separă regiuni, subregiuni şi grupări de unităţi.

Ca *aspecte metodologice* autorii subliniază metoda sistemică (fiecare unitate de pe o anume treaptă taxonomică funcţionează ca un sistem având o istorie a sa, anumite funcţionalităţi şi se încadrează sistemic în alta de rang superior) şi denumirea proprie care derivă din unicitatea şi individualitatea fiecărei unităţi (nu sunt admise denumiri ca: Sectorul de Vest, Grupa Înaltă etc.).

Categoriile taxonomicei sunt cele indicate de Gr. Posea (1976): domeniu, macroregiune, regiune, subregiune, grupuri de unităţi (de 1-3 ordine), unităţi, subunităţi şi microunităţi. La început s-a pornit însă de la o scară mai amănunţită, cu 12 trepte. Ultimele trei trepte interesând îndeosebi aspectele practice, cu excepţia microregiunilor care se delimitează mai clar în natură. Ele se reunesc în patru mari grupe. Definim pe scurt treptele de bază. *Domeniul* reprezintă un sistem teritorial foarte extins, compus din asocierea mai multor tipuri majore de relief care au evoluat interdependent în timpul erei tectonice alpine sub comanda unui sistem montan obişnuit central; exemplu, Domeniul Carpato-danubiano-pontic. *Regiunea* se compune dintr-un singur tip major de relief şi se extinde continuu până unde întâlneşte alt tip major de relief aparţinând altor regiuni. *Unitatea* reprezintă un areal mic de relief, foarte bine conturat şi observabil la prima vedere, cum ar fi un munte, un deal, o depresiune, un câmp. *Microunităţile* apar de obicei incidental într-o anume porţiune a unei unităţi.

Codificarea „dă posibilitatea urmăririi şi stabilirii poziţiei fiecărei diviziuni în ansamblul din care face parte" (1982, p. 9). Aceasta s-a făcut, pe harta României, începând cu *regiunile geomorfologice* care au fost notate cu cifre romane (I-XVII). Nu s-a considerat necesar a fi codificată şi macroregiunea Carpatică şi nici Domeniul Carpato-danubiano-pontic. *Subregiunile* au primit litere mari, în cadrul fiecărei regiuni (A, B, …), iar *grupările de unităţi* (sau macrounităţile) s-au notat cu litere mici (a, b, …). Pe treptele inferioare au fost folosite numai cifre arabe (1, 2, …) după sistemul obişnuit de subordonare (1.1., 1.2., 1.3., … şi 1.1.1., 1.1.2., … 1.1.2.1., …). *Fiecare unitate are astfel un cod al ei*, care începe cu cifra romană şi se termină cu litera sau cifrele arabe de la nivelul rangului său. De

[6] Există două tipuri de structuri geomorfologice: regionale (*modul de îmbinare teritorială* a formelor de relief) şi structuri ale formelor sau tipurilor de relief (luate individual sau ca tip).

exemplu, Depresiunea Moldoviței are codul I. A. c. 3.1. 2. (în care: I = Carpații Orientali, A = Carpații Maramureşului şi Bucovinei, c = Obcinele Bucovinei, 3 = Obcina Mare, 3.1. = Culoarul Moldoviței, 3.1.2. = Depresiunea Moldoviței. Acest cod arată apartenența şi integrarea la toate sistemele teritoriale până la regiune inclusiv.

Harta, astfel concepută şi codificată, include, pe lângă un domeniu şi o macroregiune, 17 regiuni, 24 subregiuni, 52 grupări mari de unități (grupări ale unităților de ordinul 5), 197 grupări medii de unități (ordinul 5), 385 grupări mici (ordinul 6) şi 370 unități (ordinul 7). Rezultă un total de 1045 nume de unități ordonate pe 7 ordine de mărimi.

Conținutul hărții (şi legenda) cuprinde: 7 categorii de limite (cele superioare apar şi în harta vignetă), numele regiunilor şi unităților subordonate (fiecare cu caractere proprii de litere), codul (pentru unitățile unde spațiul nu permite scrierea numelui), rețeaua hidrografică şi unele localități. Pentru unitățile de ordin inferior codul poate fi prescurtat (1.1., 0.1., 0.15., 0.0.5. etc.), poziția spațială indicând şi partea primă a acestuia (A. a. 1. …). Rețeaua hidrografică include şi conturarea fundului de vale, sau numai lunca (pentru câmpii), deoarece reprezintă discontinuități teritoriale evidente şi continui pe mari distanțe. Caracteristicile unităților regionale, în special formele de relief, nu se trec pe hartă. Sunt însă amintite în text şi eventual se ataşează o hartă geomorfologică, fără nume de unități dar care poate să aibă delimitări regionale (linii de diferite grade). În fine, în afara hărții, pe cât posibil în cadrul său, sunt nominalizate toate regiunile (notate I, II, …) şi subordonatele lor (A, B, …, a, b, … 1, 2, … 1, 2, … 1.1., 01, 1.2. …, 0.0.1. …, 0.2.1. … etc.). Aceasta face harta uşor citibilă.

Dacă harta este colorată, atunci macroregiunea carpatică are o singură culoare de bază, iar subregiunile sale primesc nuanțe ale aceleiaşi culori. Regiunile (subregiunile) poziționate subcarpatic au de asemenea o culoare proprie cu nuanțe. La fel regiunile ce conturează podişurile şi câmpiile pot avea toate o singură culoare (nuanțată pe subregiuni) cu excepția celor care vin în contact direct unde apar culori diferite (exemplu, podişurile Getic şi Mehedinți). Excepție poate fi şi Podişul Transilvaniei, care având o culoare proprie evidențiază mai bine poziția sa de regiune centrală. De asemenea, unitățile depresionare şi văile au câte o culoare aparte, evidențiind astfel aspectul fragmentării carpato-subcarpatice şi uneori chiar al podişurilor şi câmpiilor.

În cazul regionării unei singure regiuni există însă posibilitatea redării acesteia printr-o suită de hărți. Oferim un exemplu pentru Câmpia Română (fig. 84 şi 85).

2. **Regionarea geomorfologică a României**

2.1. ***Domeniul Carpato-danubiano-pontic***

Noi am început regionarea geomorfologică a țării pornind de la o problemă de principiu, subdivizarea continentelor în domenii, sau mari regiuni complexe, dar şi de la o problemă specifică teritoriului României, cunoscută în literatura noastră sub diferite sintagme: „*Unitatea şi individualitatea fizică a pământului României*" (C. Brătescu, 1943), „*Unitatea pământului şi poporului românesc*" (V. Mihăilescu, 1942), „*Unitatea şi funcționalitățile pământului şi poporului românesc*" (C. Brătescu, V. Mihăilescu, N. Al. Rădulescu şi V. Tufescu, 1943), „*Sistemul geografic Carpato-danubiano-pontic*" (Gr. Posea, „Terra", 1992, 1-2), „*Sistemul geomorfologic al teritoriului României*" (Gr. Posea, „Terra", 1993), sau „*Domeniul Carpato-danubiano-pontic*" (*Enciclopedia geografică a României*, 1982, p. 40). Am definit, ca urmare, structura domeniului, caracterizată ca radial-concentrică şi limitele de extindere ale acesteia (Posea, 1992, 1993, vezi şi tratatul de față). O dată *definită şi documentată structura radial-concentrică şi limitele acesteia, din ea derivă obligatoriu şi modul de regionare ierarhică a domeniului, până la cele mai mici unități.*

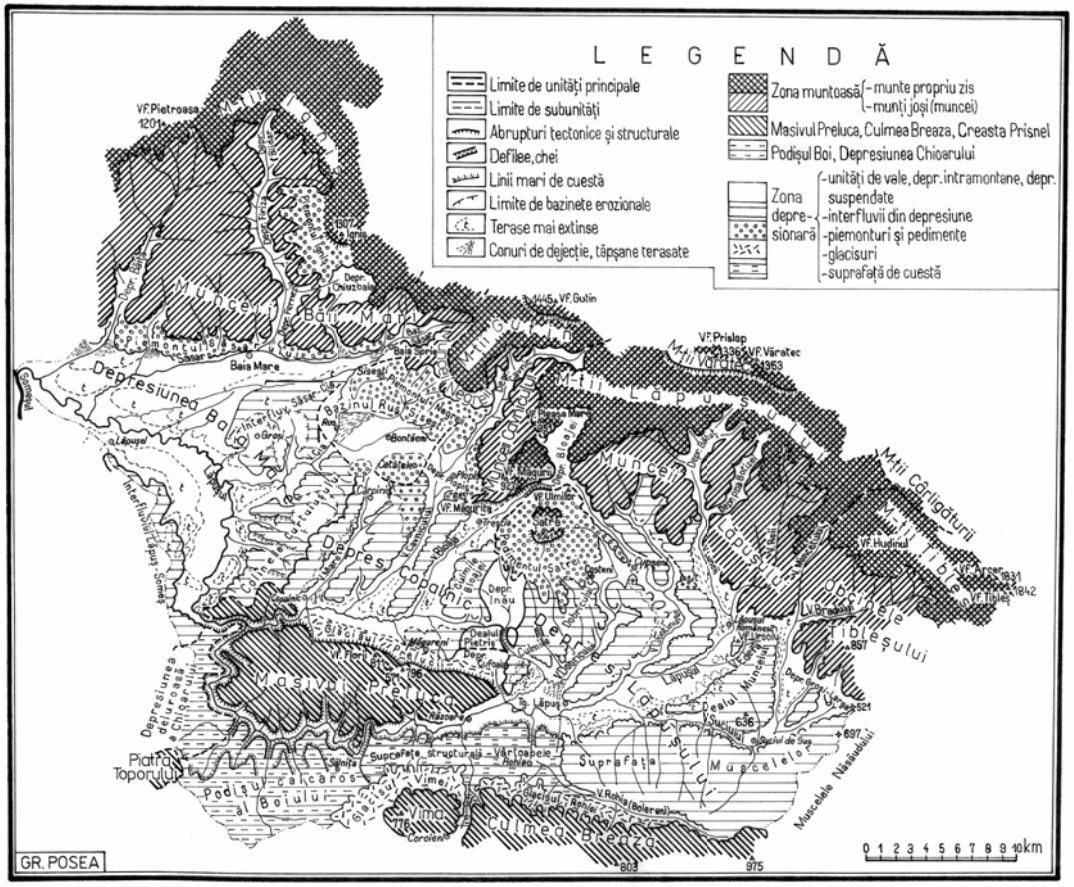


Fig. 83 – Bazinul râului Lăpuş – regionare geomorfologică ce include şi unele forme de relief specifice

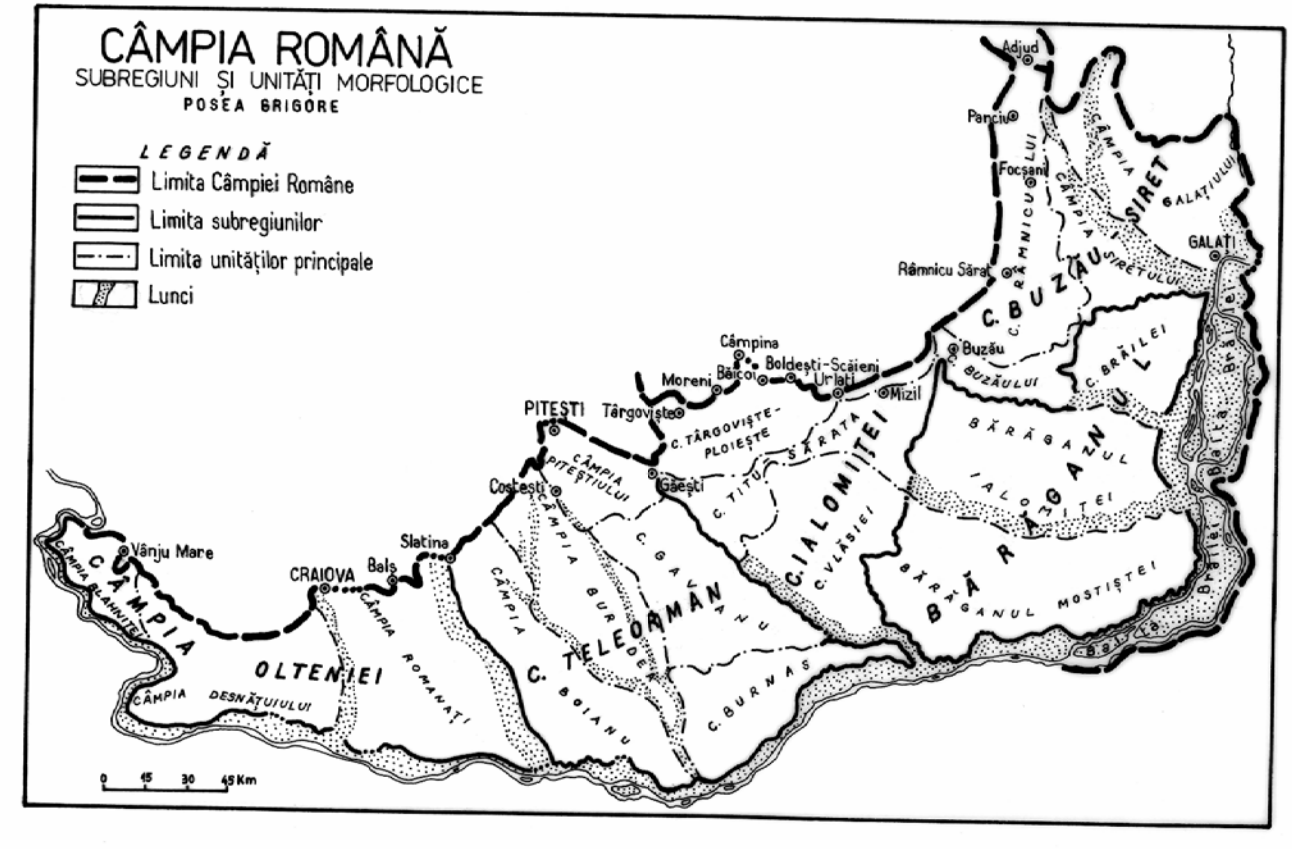


Fig. 84 – Câmpia Română – regionarea geomorfologică de ansamblu
(subregiuni şi unităţi geomorfologice principale)

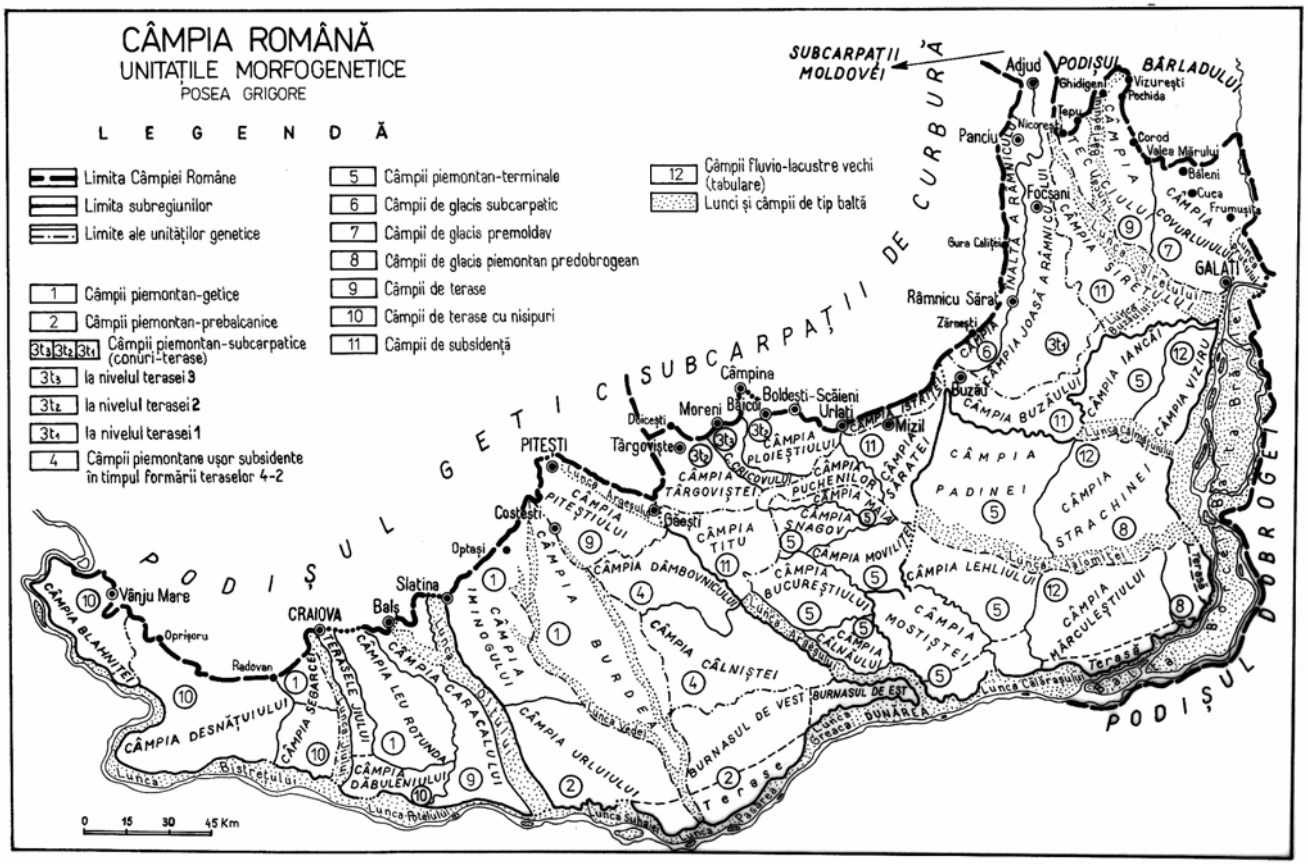


Fig. 85 – Câmpia Română – regionare geomorfologică la *nivelul unităților* morfogenetice

Am avut totodată în vedere, în definirea domeniului[7], un principiu al geografiei regionale (amintit şi de V. Tufescu, 1974, p. 42), *asocierea la un nucleu dominant montan a unor arii mai joase* sau mai tinere. Sub nici o formă domeniul nu poate fi înlocuit cu unităţi de tip „provincie" extracarpatică şi carpatică, de orogen şi de platformă, moldavo-getică etc., care nu derivă din structura geomorfologică a acestui mare sistem teritorial. După realizarea structurii nucleului central al Domeniului, Carpaţii, acesta s-a impus şi în exterior, complexându-se şi evoluând împreună cu teritoriile pe care şi le-a asociat în tot timpul derulării ciclului tectonic şi morfotectonic alpin. „Ideea centralităţii Carpaţilor şi a ordonării unei scheme generale a diviziunilor reliefului în funcţie de lanţul carpatic nu trebuie redusă numai la o problemă simplă de poziţie şi de raporturi altimetrice. Este, în egală măsură, o problemă de geneză şi evoluţie" (*Geografia României*, vol. I, 1983, p. 183, L. Badea).

În cadrul domeniului s-a creat, şi deci se delimitează, mai întâi succesiv *Macroregiunea Carpatică*, ce are un stil propriu şi care, genetic, a jucat şi joacă rol de nucleu şi coloană vertebrală a macrosistemului Carpato-danubiano-pontic. Urmează conturarea *regiunilor* circumscrise, care compun sau derivă din sistem, alcătuite fiecare din acelaşi tip major de relief (extins continuu până la alte tipuri majore) şi având o structură geomorfologică specifică dar derivată din sistem şi cuprinsă în el, precum şi funcţii fizico-geografice şi economice caracteristice. Din acestea derivă *subregiunile*, fie direct prin deosebiri structural-morfologice extinse pe spaţii mari şi marcate de discontinuităţi evidente dar încadrate aceluiaşi tip major de relief, fie indirect prin grupări spaţiale de unităţi genetic deosebite. Exemple pentru primul caz: Podişul Moldovei subdivizat clar în trei subregiuni, idem Podişul Dobrogei şi Subcarpaţii şi chiar Podişul Transilvaniei. Cazul al doilea, când subregiunile provin din asamblări teritoriale a unor unităţi sau grupări de unităţi, este specific regiunilor de câmpii şi Carpaţilor, cu precădere Meridionalilor.

2.2. ***Macroregiunea Carpaţilor Româneşti***

Este singura macrounitate de acest rang în care toate regiunile formate din relief muntos (indiferent de numărul acestora) au continuitate teritorială, în timp ce arealele care compun regiuni de dealuri, podişuri sau de câmpii sunt discontinui (cu excepţia podişurilor Getic şi Mehedinţi). Noi am preferat pentru această macroregiune numele de *Carpaţii Româneşti* (1972) în raport cu cel de Carpaţii Sud-Estici, deoarece principalele două caracteristici ale acestora – forma de cerc şi marea diversitate structural-morfogenetică – se remarcă exclusiv pe teritoriul României. Deşi foarte diversificaţi, „unitatea Carpaţilor Româneşti există însă; ea rezultă din înlănţuirea acestei diversităţi într-un inel unitar peritransilvan, în jurul a ceea ce morfotectonic se cheamă microplaca Transilvană" (Posea, 1999)[8]. Acest inel este format din segmente care au totuşi continuitate teritorială, dar fără a se închide total (natura nu este geometrică), lipsindu-i veriga Silvaniei, pe care unii autori o numesc „munţii ascunşi".

Limitele sale faţă de regiunile mai joase subordonate sunt variabile. În medie, acestea se fixează în jur de 600-700 m acolo unde sub munte există dealuri şi podişuri (contactul făcându-se obişnuit prin depresiuni tectonice sau de eroziune şi mai rar direct cu dealuri). La contacte directe cu câmpia, sau cu Dealurile Vestice, limita coboară şi la 160-300 m, iar în defileul Porţile de Fier la circa 70-80 m.

---

[7] *Geografia de la A la Z*, Editura Ştiinţifică, 1986, p. 71.

[8] *România – Geografie şi Geopolitică*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, p. 22.

Subdivizarea Carpaților Românești. Există o cauză reală care a făcut să nu apară un punct de vedere comun în ce privește diviziunile acestora. Este vorba de diversitatea segmentelor, a subsegmentelor și chiar a unităților mai mici, cu multe tranziții între ele. Aceasta reprezintă rezultatul mai multor tipuri de structuri, care se îmbină în mod variat, creând și tranziții. Evoluția a fost complexă, sectorială, cu schimbări de orientare și multiple discontinuități. La această cauză se adaugă și modul divers de abordare al regionării de la un autor la altul. Îl citǎm pe V. Tufescu (1974) care spune: „chiar clasificarea folosită astăzi în mod curent, inclusiv în manualele de școală, este *unanim contestată* (s. n.) de geologi, dar și de mulți geografi, întrucât studii de amănunt au adus convingătoare dovezi de neaderare la principalele limite ale acestei clasificări" (p. 55). Soluția pe care o propune: să se țină seamă în mod consecvent de criterii necontestabile și complexe. El enunța: criteriul denumirilor populare, al poziției geografice, al discontinuității, al formațiunilor lito-faciale exprimate în reliefuri diferite și așa-zisul *criteriu geografic* rezultat din „însumarea unor *elemente morfometrice* ca: înălțimea, masivitatea și formele dominante.

Pentru a înțelege mai bine necesitatea de a aplica *criterii complexe* (s. n.), V. Tufescu prezintă comparativ principalele puncte de vedere, în mod special cele ale lui Emm. de Martonne (1930), V. Mihăilescu (1936), V. Tufescu (1946) și Gr. Posea (1972). Le vom aminti și noi cu completări.

G. Murgoci (1902) a fost primul care subîmparte Carpații în trei ramuri: Carpații Orientali, până la valea Buzăului, Carpații Meridionali (inclusiv Munții Banatului) și Munții Apuseni (între văile Mureș și Someș). Criteriul principal este poziția și orientarea ramurilor carpatice; în adevăr, direcția vest-est a Meridionalilor se prelungește până la valea Buzăului. Această limită a fost menținută în manuale până în 1930. Atunci, *Emm. de Martonne*, bazându-se în plus pe criterii complexe (genetic, morfometric și formele de relief), separă patru grupe carpatice: Masivul Maramureșano-bucovinean (cristalin, cu pivotul pe Rodna și Munții Maramureșului), la care ataşează și eruptivul Oaș-Țibleș și Obcinele Bucovinei; Carpații Moldovei (culmi paralele) la care alătură și munții vulcanici Căliman-Harghita și grupa Bucegi; Masivul Transilvano-banatic (cristalino-hercinic) ce cuprinde Alpii Transilvaniei (Făgăraș-Parâng), Înaltul masiv banatic (Retezat-Godeanu) și Munții Metaliferi ai Banatului (inclusiv Poiana Ruscăi); Bihorul (cu Bihorul înalt, Bihorul Oriental sau Trascăul și masivele joase din sud, inclusiv Codru-Moma, și cele din nord-vest și nord – Pădurea Craiului – Meseș. V. Tufescu (1974) remarcă, pentru aceste subdivizări, precumpănirea factorului genetic – separarea cristalinului de fliș – și ideea ataşării la un grup central a unor arii montane complementare mai joase sau mai tinere (p. 57).

V. Mihăilescu (1931, 1936) „introduce modificări esențiale, față de ideile anterioare, … între acestea: limita dintre Carpații Orientali și cei Meridionali pe valea Prahovei și în continuare pe valea Șinca. Propune o grupare nouă, cea a Carpaților Occidentali, în care include o serie de masive izolate ca: Munții Banatului, Poiana Ruscă, Munții Apuseni și Munții Crainei Sârbești la sud de Dunăre …" (V. Tufescu, 1974, p.59).

V. Tufescu, în 1974, susținea că „Față de inconsecvențele acestei clasificări și de faptul că, în locul criteriilor complexe folosite de clasificările anterioare, aceasta se bazează pe criterii exclusiv topografice sau morfometrice (este vorba de clasificarea lui V. Mihăilescu, s. n.) am propus încă din 1941 și am reluat … din 1946 („Natura" nr. 2, XXXV, 1946), ideea de a se diferenția din … Carpații Orientali, a unei grupe aparte a *Carpaților Curburii*, de același grad taxonomic cu Carpații Orientali și cu Carpații Meridionali, subliniind caracterele care îi diferențiază de rest. Menționăm, de asemenea,

necesitatea reexaminării … Carpaților Occidentali, când în realitate ei grupează masive izolate cu aspect insular" (V. Tufescu, p. 59). Această poziție este adoptată de V. Tufescu şi în volumul din 1974, motivată prin „*criterii multilaterale* prin care ne apropiem mai bine de definirea realităților, … pe baze genetice, cât şi morfometrice" (p. 59), primele fiind criterii fundamentale, iar celelalte subsidiare (p. 60).

Gr. Posea, încă din 1972, efectuează „Regionarea Carpaților Româneşti" (Terra, nr. 3), motivând această încercare prin trei cauze: a) lipsa de circulație a unor termeni creați livresc cum ar fi acela de Carpații Occidentali, b) Circulația frecventă a denumirilor de Carpații Curburii, Munții sau Carpații Apuseni şi cei ai Banatului şi c) întrebarea care revine des: Prahova sau Dâmbovița ca limită estică a Meridionalilor ? Sunt tratate, în context şi „Câteva aspecte subiective ale regionării" şi „Câteva legități". La prima problemă se arată că: a) unii pun accent pe altitudini, alții pe forme, poziție, structură, evoluție etc.; b) în natură unele unități sunt de tranziție, ca de exemplu grupa Bucegilor, care numai prin altitudine se apropie de Făgăraş, dar prin structură, poziție, evoluție etc. sunt legați de Orientali şi de Curbură; c) procesul cercetării evoluează în timp, apariția de noi date sau concepții mergând spre adevăruri tot mai aproape de realitate, ca de exemplu în cazul Carpaților Curburii. Cât priveşte unele legități ale regionării se subliniază că: a) limitele regiunilor şi unităților evoluează în timp, iar pentru a afla limita actuală trebuie să refacem evoluția paleogeografică (de exemplu, Carpații Orientali s-au întregit în etape, ultimul ataşat fiind şirul vulcanic, pe când Meridionalii au fost unitari de la începutul conturării lor); b) în regionare, subunitățile (regiunile) de acelaşi grad taxonomic nu au extinderi similare (de aceea situarea Curburii, Apusenilor sau Banatului pe aceeaşi treaptă cu Meridionalii sau Orientalii nu reprezintă o inconsecventă, ba din contră).

În regionarea efectuată în 1972, au fost deosebite, pentru Carpați, următoarele trepte: ramuri, subramuri, grupe de masive, masive (şi culmi), depresiuni. S-au conturat *cinci ramuri carpatice* (Orientalii, Curbura, Meridionalii, Banatului şi Apusenii). Subîmpărțirea acestora a avut la bază caractere specifice pentru fiecare. La Orientali de exemplu, s-a plecat de la constituția lor în fâşii longitudinale, diferite ca vârstă şi geologie, de la rezultatele concrete ale evoluției morfologice (mai ales efectul eroziunii în diferite etape), ca şi de la discontinuitățile transversale totale sau numai în cadrul câte unei fâşii (criteriu luat în considerare la subîmpărțirea subramurilor în grupe de masive sau masive şi culmi). Meridionalii, în schimb, sunt unitari petrografic şi structural, dar divizați net, prin văi transversale şi depresiuni tectonice, în trei grupe de masive (sau subregiuni).

Despre regionarea făcută de Gr. Posea (1972), V. Tufescu (1974) scria: „Recent s-au produs mai multe luări de poziție împotriva limitei de pe valea Prahovei …, a individualizării unei catene a Carpaților Occidentali … prin reunirea artificială a mai multor fragmente …". Menționăm, între acestea, *analiza judicioasă* (s. n.) făcută de Gr. Posea (1972), care stabileşte în Carpații româneşti, cinci subdiviziuni foarte apropiate de cele admise mai demult de Emm. de Martonne şi de I. Simionescu, la care ne-am raliat încă din 1946 …" (p. 59).

În 1998, Gr. Posea aduce o nouă modificare în delimitarea Carpaților de Curbură (inspirată oarecum de la V. Mihăilescu, 1963, Carpații Sud-estici), incluzând în această regiune şi munții din nordul Depresiunii Braşovului, inclusiv Nemira.

Divizarea macroregiunii Carpatice, făcută de noi, ia în considerare câteva *criterii*.

În primul rând, *poziția spațială şi mai ales poziția față de centralitatea Depresiunii Transilvaniei* a ramurilor sau segmentelor lanțului muntos, şi *direcția lor de desfăşurare*; la această treaptă regională contează mai puțin jocul altitudinilor, cât mai ales arealul de *asociere şi modul sau stilul acestei asocieri* regionale a masivelor, culmilor şi

depresiunilor. Aceasta a fost de fapt şi prima observaţie şi intuiţie populară, transpusă în denumiri sau sintagme ca: Munţii Apuseni, Munţii Banatului, Curbura şi chiar Carpaţii de Răsărit sau cei de Miazăzi.

Pe locul doi urmează *deosebirile genetice*, sau stilul şi structura geomorfologică realizate în timp, adică printr-o *evoluţie paleogeografică*, ce a condus în fapt la conturarea sistemelor (ramurelor) teritoriale de azi, fiecare de ordin prim în structurarea Carpaţilor, şi cu areale oarecum echivalente, dar nu egale.

În al treilea rând se iau în considerare aşa-zisele *discontinuităţi*, dar numai cele de rang regional. Aici trebuie reţinut că discontinuităţile au nu numai un caracter strict altimetric, dar şi unul spaţial – calitativ. Sunt discontinuităţi lineare, altele sub formă de fâşii sau culoare depresionare; sunt discontinuităţi total transversale, sau altele numai peste şiruri de masive, dar şi discontinuităţi longitudinale; în fine, există discontinuităţi care despart sau delimitează net stiluri şi structuri diferite, sau altele *care asociază unităţi vecine* creând împreună noi structuri sau stiluri, ca de exemplu Culoarul Rucăr-Bran continuat cu Depresiunea Braşovului, care îşi asociază Creasta Piatra Craiului, Clăbucetele (care pornesc din Culoar şi până la Oituz) şi Obcinele Braşovului, şi care, împreună, se lipesc Curburii, toate formând „carefurul" sau triunghiul central carpatic, cu cele trei laturi – una sudică (până la Slănic Buzău), alta estică şi o alta nordică, toate străpunse de cele mai dense pasuri şi trecători din Carpaţi.

În fine, *criteriul funcţionalităţii* fiecărei ramuri carpatice, atât în sistem cât şi faţă de alte elemente geografice, inclusiv economice. Menţionăm numai rolul climatic al Carpaţilor de Curbură, diferit de al celorlalte ramuri. Aceştia, şi în special Perşani şi Culoarul Rucăr-Bran, permit trecerea aerului vestic din Transilvania spre Subcarpaţii Curburii, sau Oituzul şi Nemira care facilitează pătrunderea crivăţului (Nemira) şi în Depresiunea Braşovului. Adăugăm, ca funcţionalitate, şi marea încrucişare de drumuri în Depresiunea Braşov, venite peste multitudinea de pasuri ale celor două grupe montane mărginaşe depresiunii.

Bibliografie (Regionare)

Badea L. (1979), *Asupra regionării reliefului României*. „St. şi Cerc. G.G.G. – Geografie", XXVI.

Coteţ P., Kamanin L.G., Martiniuc C. (1958), *Conţinutul hărţii şi principiile raionării geomorfologice a teritoriului R.P.R.* În vol. *Realizări în geografia R.P.R. în perioada 1947-1957*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.

Martonne Emm. de (1930), *L'Europe Centrale II*, Paris.

Mihăilescu V. (1931), *Marile regiuni morfologice ale României*, „B.S.R.R.G.", L.

Mihăilescu V. (1932), *Diviziunile Carpaţilor Răsăriteni*, „B.S.R.R.G.", LI.

Mihăilescu V. (1936), *România* (geografie fizică).

Mihăilescu V. (1941), *Consideraţiuni teoretice asupra criteriilor de subîmpărţire a spaţiilor muntoase*. „Rev. geogr., rom.", IV, nr. 1.

Mihăilescu V. (1950), *Problema regionării geografice a teritoriului R.P.R.*. Din *Lucrările Institutului de Cercetări Geografice al R.P.R.*, 1947-1950. Tipografia Învăţământului.

Mihăilescu V. (1957), *Harta regiunilor geomorfologice ale R.P.R. pe baze geografice*. „Bul. Secţia Şt., Secţia de Geol.", Academia R.P.R.

Mihăilescu V. (1973), *Les grandes divisions du relief des Carpates Sud-Est*. „Studia geomorphologica Carpatho-Balcanica", vol. VII, Krakow.

Morariu T., Posea Gr., Mac I. (1980), *Regionarea Depresiunii Transilvaniei*. „St. şi cerc., G.G.G. – Geografie", tom XXVII, nr. 2

Morariu T., Posea Gr., Mac I. (1980), *Regionarea geomorfologică a Carpaţilor Orientali şi a Carpaţilor de Curbură*. „St. şi cerc. G.G.G. – Geografie", t. XXVII, nr. 1.

Murgoci G., Popa Burcă I. (1902), *România şi ţările locuite de români*. Bucureşti.

Posea Gr. (1957), *Raionarea geomorfologică a bazinului Lăpuşului*. „Bul. Univ. Cluj, seria Şt. Naturii", nr. 1.
Posea Gr. (1972), *Regionarea Carpaţilor Româneşti – Puncte de vedere*. „Terra", 3.
Posea Gr. (1981), *Types de montagnes en Roumanie*. „Rev. R. G.G.G. – Geogr.", T. 25, nr. 1, Editura Academiei.
Posea Gr. (1982), *Regionarea geomorfologică – unităţile de relief ale României* (inclusiv harta). *Enciclopedia geografică a României*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Posea Gr. (1989), *Câmpia Bărăganului*. „Terra", nr. 1.
Posea Gr. (1992), *Le système geographique Carpato-Danubiano-Pontique ...,* „Terra", nr. 1-2.
Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*.
Posea Gr. (1997), *Relieful şi evoluţia paleogeografică a Câmpiei Române*. *Ghidul excursiilor celei de a XV-a Conferinţe Naţionale pentru ştiinţa solului*. Publicaţiile Societăţii naţionale române pentru ştiinţa solului, nr. 2, Bucureşti.
Posea Gr. (1998), *Carpaţii Curburii – structură şi limite* (un punct de vedere). „Comunicări de geografie", vol. II, Universitatea Bucureşti.
Posea Gr. şi colab. (1976), *Geomorfologia*, cap. *Regionarea geomorfologică*. Editura Didactică.
Posea Gr., Badea L. (1982), *Regionarea geomorfologică a teritoriului României*. „Bul. Soc. de Şt. Geogr.", vol. VI.
Posea Gr., Badea L. (1984), *România – unităţile de relief, hartă 1 : 750.000*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Roşu Al., Bălteanu D. (1969), *Caracterizarea cantitativă şi clasificarea unităţilor geomorfologice din România, pe baza varietăţii reliefului*, „Terra", nr. 1.
Tufescu V. (1974), *România*, Editura Ştiinţifică.
x x x (1960), *Monografia geografică R.P.R.* şi Anexă, Editura Academiei.
x x x (1978), *Atlas R.S.R.*, planşa III, 5, *Regionarea geomorfologică*.
x x x (1983, 1987, 1992), *Geografia României*, vol. I, III, IV, Editura Academiei.

2.3. ***Regiunile geomorfologice şi subdiviziunile lor***

I. **CARPAŢII ORIENTALI** (CARPAŢII DE RĂSĂRIT)[9] – 28.326 km^2 =11,92%

A. **Carpaţii Maramureşului şi Bucovinei**

a. ***Munţii Vulcanici de Nord (Oaş-Ţibleş)***
0.1. Munţii Oaşului
0.2. Depresiunea Oaş
3.**Masivul Igniş**
0.4. Masivul Gutin
5. **Munţii Lăpuşului**
6. **Munţii Ţibleş**

b. ***Munţii Rodnei şi Maramureşului***
1. **Munţii Maramureşului**
1.1. Munţii Ruscovei
1.1.1. *Culmea Pop Ivan*
1.1.2. *Munţii Fărcău*
1.2. Culmea Pietrosul Maramureşului (Bardăului)
1.3. Munţii Toroioaga – Jupania
1.3.1. *Culmea Toroioaga*
1.3.2. *Culmea Cearcănu – Zimbroslăviile*
1.3.3. *Obcina Ţapului*
2. **Masivul Rodna (Munţii Rodnei)**
3. **Munţii Suhard**

c. ***Obcinele Bucovinei***
1. **Obcina Mestecănişului**
1.1. Culmea Tătărcii
1.0.2. *Obcina Lucina-Muncel*
1.0.3. *Depresiunea Lucina-Fundul Moldovei*
1.0.4. *Culoarul Moldovei-Sadova*
1.0.5. *Depresiunea Câmpulung Moldovenesc*
2. **Obcina Feredeului**
3. **Obcina Mare**
3.1. Culoarul Moldoviţei
3.1.1. *Obcinele Curmăturii*
3.1.2. *Depresiunea Moldoviţei*
3.1.3. *Depresiunea Vama*
3.2. Obcina Scoruşetului
3.0.3. *Obcina Putnei*
3.0.4. *Obcina Humorului*
3.0.5. *Depresiunea Humorului*
0.4. Obcinele Brodinei
0.4.1. *Obcina Bucovineşti*
0.4.2. *Obcina Lupcinei*
0.4.3. *Obcina Săcăleşti-Cornu*

d. ***Depresiunea Maramureşului***
0.1. Dealurile Maramureşului
0.2. Piemontul Maramureşului
0.0.3. *Culoarul Izei*
0.4. Culoarul Vişeului

e. ***Culoarul Bârgău-Dorna***
1. **Munţii Bârgăului**
2. **Depresiunea Dornelor**
2.1. Depresiunea Vatra Dornei
2.2. Depresiunea Şarul Dornei
2.3. Depresiunea Candreni

B. **Carpaţii Moldo-Transilvani**

a. ***Munţii Vulcanici de Sud (Căliman-Harghita)***
1. **Munţii Căliman**
2. **Munţii Gurghiu**
2.1. Muntele Fâncel
2.2. Muntele Saca
2.3. Muntele Şumuleu
3. **Munţii Harghita**
3.1. Muntele Mădăraş
3.1. Muntele Cucu
3.0.3. *Muntele Ciomatu (Puciosu)* (la M. Bodoc ?)

b. ***Depresiunile Gheorgheni-Ciuc***
1. **Depresiunea Gheorgheni (Depresiunea Giurgeului)**
2. **Depresiunea Ciucurilor**
2.1. Depresiunea Ciucului de Sus
2.1.1. *Depresiunea Sândominic*
2.1.2. *Depresiunea Ciceu*
2.2. Depresiunea Ciucului de Jos (Tuşnad)

[9] Aşa cum am menţionat anterior, considerăm – după poziţie, structură, funcţionalităţi etc. – limita sudică a Orientalilor trecând prin înşeuările din nordul aliniamentului montan Perşani – Bodoc – Nemira, ca ramă nordică a Carpaţilor de Curbură, plus sau minus Culmea Berzunţ şi Depresiunea Dărmăneşti (areal tranzitoriu).

c. ***Munții Bistriței***
1. **Munții Rarău-Giumalău**
1.1. Masivul Giumalău
1.2. Masivul Rarău
2. **Munții Bistricioarei**
2.1. Masivul Pietrosu
2.2. Masivul Bârnaru
2.3. Masivul Grințieșul Mic
2.4. Masivul Budacu
2.5. Masivul Grințieșul Mare
2.0.6. *Masivul Călimănel*
2.0.7. *Masivul Omu*
2.8. Culoarul Bistricioarei
2.8.1. *Depresiunea Drăgoiasa (Depresiunea Glodului)*
2.8.2. *Depresiunea Bilbor*
2.8.3. *Depresiunea Borsec*
2.8.4. *Munții Mezoveşti*
2.8.5. *Depresiunea Tulgheş*
3. **Munții Stânişoarei**
3.1. Munții Suhei
3.2. Munții Sabasei
3.3. Munții Neamțului

d. ***Munții Bicazului***
1. **Munții Ceahlău**
1.1. Masivul Ceahlău
1.0.2. *Depresiunea Bicazului*
2. **Munții Curmăturii**
2.1. Munții Licaş
2.2. Masivul Hăşmaş
2.0.3. *Culmea Racului*
2.0.4. *Muntele Frumos*
3. **Munții Giurgeului**
3.1. Munții Corbului
3.2. Munții Prisaca
3.3. Muntele Negru

e. ***Munții Trotuşului***
1. **Munții Tarcăului**
2. **Munții Goşmanu**
0.3. Culmea Berzunț (la Curbură ?)
4. **Culoarul Trotuşului**
4.0.1. *Depresiunea Lunca*
4.0.2. *Depresiunea Ghimeş-Palanca*
4.0.3. *Depresiunea Agăş (Brusturoasa)*
4.4. Depresiunea Dărmăneşti (la Curbură ?)
5. **Munții Ciucului**
5.1. Culmea Viscolului
5.0.2. *Obcina Rotundă*
5.0.3. *Culmea Cărunta*
5.0.4. *Culmea Gura Muntelui*
5.0.5. *Culmea Gruiul Mare*
5.0.6. *Depresiunea Plăieşi*

II. **CARPAȚII DE CURBURĂ –** 6.223 km^2 = 2,62%
a. ***Obcinele Braşovului***
1. **Munții Nemirei**
1.1. Podişul Bobişca
1.2. Culmea Nemira
1.3. Plaiurile Slănicului
2. **Munții Perşani**
2.1. Munții Vârghişului (Perşanii de Nord)
2.2. Perşanii de Mijloc (Munții Cetății)
2.3. Munții Codlei (Perşanii de Sud)
2.0.4. *Depresiunea Şinca*
3. **Munții Baraolt**
3.0.1. *Depresiunea Aita*
3.2. Depresiunea Baraolt
4. **Munții Bodoc**
4.0.1. *Depresiunea Bixad*

b. ***Depresiunea Braşovului***
1. **Depresiunea Bârsei**
1.1. Culoarul Râşnov
1.1.1. *Golful Zărneşti*
1.2. Câmpia Bârsei
2. **Depresiunea Prejmer**
2.1. Piemontul Săcele
2.2. Câmpia Câlnicului
2.3. Câmpul Frumos
3. **Depresiunea Târgu Secuiesc (Râului Negru)**
3.1. Piemontul Turia
3.2. Câmpia Covasnei
0.0.4. *Depresiunea Vlădeni*

c. ***Munții Vrancei***
1. **Culmea Lăcăuți**
2. **Muntele Coza**
3. **Muntele Zboina Frumoasă**
0.4. Clăbucetele Brețcului
0.5. Măgura Caşinului
0.6. Muntele Zboina Verde (Neagră)
0.7. Muntele Furu

d. ***Munții Buzăului***
1. **Munții Penteleu**

2. **Munții Podul Calului**
3. **Munții Siriului**
3.1. Culmea Tătarului
3.2. Muntele Mălâia
3.0.3. *Culmea Monteoru*
0.4. Culmea Ivănețul
5. **Clăbucetele Întorsurii Buzăului**
5.0.1. *Depresiunea Întorsurii Buzăului*
5.0.2. *Depresiunea Comandău*

e. ***Munții Teleajenului***
1. **Masivul Ciucaș**
2. **Munții Grohotișu**
3. **Munții Baiului (Gârbovei)**

f. ***Munții Bucegi – Piatra Craiului***
1. **Munții Bucegi**
1.1. Masivul Bucegi
1.0.1. *Muntele Gurguiatu*
2. **Munții Leaota**
3. **Culoarul Bran-Rucăr**
4. **Culmea Piatra Craiului**
5. **Munții Timișului**
5.0.1. *Clăbucetele Predealului*
5.0.2. *Masivul Postăvaru*
5.0.3. *Masivul Piatra Mare*
5.0.4. *Depresiunea Timișului superior*

III. **CARPAȚII MERIDIONALI –** 14.040 km^2 = 5,91%

a. ***Masivul Făgăraș-Iezer***
1. **Masivul Făgăraș**
2. **Masivul Iezer**
0.3. Masivul Loviștei
0.4. Munții Țaga
5. **Masivele Cozia-Ghițu**
5.0.1. *Masivul Cozia*
5.0.2. *Muntele Poiana Spinului*
5.0.3. *Muntele Frunți (Munticelu)*
5.0.4. *Muntele Ghițu*
6. **Depresiunea Loviștei**
6.1. Depresiunea Titești
6.0.2. *Depresiunea Brezoi*

b. ***Munții Parâng-Cindrel***
1. **Masivul Parâng**
2. **Munții Căpățânii**
2.1. Culmea Ursului
2.2. Munții Sturului
2.0.3. *Masivul Buila (Vânturariță-Buila)*
0.3. Munții Latoriței
4. **Munții Lotrului**
5. **Munții Cindrel**
6. **Munții Șurean**
6.1. Culmea lui Pătru
6.2. Podișul Dacic
6.0.3. *Culmea Strungari*

c. ***Munții Retezat-Godeanu***
1. **Munții Retezatului**
1.1. Masivul Retezat
1.0.2. *Munții Tulișa*
1.0.3. *Masivul Piule*
2. **Munții Godeanu**
3. **Munții Țarcu**
3.1. Masivul Țarcu
3.2. Muntele Mic
4. **Munții Cernei**
4.1. Culmea Vlașcului
4.0.2. *Munții Cornerevei (Culmea Cerna Vâr)*
5. **Munții Mehedinți**
5.1. Masivele Domogled – Vârful lui Stan
5.2. Culmea Cernei
5.0.3. *Piatra Cloșani*
6. **Munții Vâlcan**
6.0.1. *Masivul Oslea*
6.2. Culmea Vâlcan
7. **Depresiunea Petroșani**

d. ***Depresiunea Hațeg-Orăștie***
1. **Depresiunea Hațegului**
2. **Depresiunea Hunedoarei**
2.1. Dealurile Silvașului
2.2. Depresiunea Cerna-Strei (Simeriei)
2.2.1. *Depresiunea Cernei*
2.2.2. *Depresiunea Strei*
2.2.3. *Culoarul Deva*
3. **Culoarul Orăștiei**
3.1. Dealurile Cugirului
3.2. Culoarul Vințului

IV. **CARPAȚII BANATULUI –** 6.963 km^2 = 2,93%

a. ***Munții Semenic-Almăj***
1. **Munții Almăjului**
1.1. Munții Ravenscăi
1.2. Culmea Svinecei
2. **Munții Semenic**

2.1. Munții Goznei
2.2. Munții Nemanului
2.2.1. *Depresiunea Gărâna*
2.2.2. *Masivul Neman*
0.3. Depresiunea Bozovici
0.0.4. *Dealurile Țârovei*

b. ***Munții Caraşului***
1. **Munții Locvei**
1.1. Munții Radimnei
1.2. Podişul Cărbunari
2. **Munții Aninei**
2.1. Munții Leordiș
2.0.2. *Munții Iabalcei*
2.0.3. *Munții Gârliştei*
2.0.4. *Culmea Certej-Puşcaşul Mare*
2.0.5. *Depresiunea Aninei*
3. **Munții Dognecei**
3.1. Culmea Mare
3.0.2. *Munții Arenişului*
0.4. Culoarul Reşiței (Caraşova-Reşița)
0.4.1. *Dealurile Ezerişului*
0.4.2. *Depresiunea Reşiței – Câlnic*
0.4.3. *Dealurile Bucitu*
0.4.4. *Depresiunea Lupac*

c. ***Depresiunea Bistra-Timiş-Cerna***
0.1. Culoarul Bistrei
2. **Culoarul Timiş-Cerna**
2.1. Depresiunea Caransebeș
2.2. Depresiunea Mehadica
2.0.3. *Culoarul Cernei*

d. ***Defileul Dunării***
0.1. Depresiunea Moldova Nouă
0.0.2. *Defileul Pescari-Alibeg*
0.0.3. *Depresiunea Liubcova*
0.0.4. *Depresiunea Berzasca-Greben*
0.0.5. *Depresiunea Greben-Plavişeviţa*
0.0.6. *Cazanele (şi Dubova)*
0.0.7. *Depresiunea Orşova*

e. ***Munții Poiana Ruscăi***

V. **CARPAȚII APUSENI –**
10.751 km^2 = 4,53%
a. ***Munții Arieşului***
(Masivul Central Apusean)
1. **Munții Vlădesei**
1.1. Munții Iadei
1.2. Masivul Vlădeasa
1.3. Culmea Hențului

2. **Munții Gilău – Muntele Mare**
2.1. Munții Gilăului
2.2. Muntele Mare
3. **Munții Bihorului**
3.1. Podişul Padiş
3.2. Masivul Bihor (Culmea Bihariei)
3.3. Muntele Găina
3.4. Depresiunile Arieşului
3.4.1. *Depresiunea Ocoliş (Ocoliş-Poşaga)*
3.4.2. *Depresiunea Sălciua*
3.4.3. *Depresiunea Lupşei*
3.4.4. *Depresiunea Câmpeni*
3.4.5. *Depresiunea Albac*
3.4.6. *Depresiunea Abrud*
4. **Depresiunea Brad-Hălmagiu**
4.1. Depresiunea Brad
4.2. Depresiunea Hălmagiu

b. ***Munții Mureşului***
1. **Munții Zarandului**
1.1. Masivul Highiş
1.2. Masivul Drocea
1.2.1. *Depresiunea Gurahonț*
1.2.2. *Dealurile Mădrigeşti*
2. **Munții Metaliferi**
2.1. Munții Husului
2.2. Munții Măgureaua
2.3. Munții Săcărâmbului
2.3.1. *Depresiunea Băița*
2.3.2. *Depresiunea Almaş-Balşa*
2.4. Munții Ampoiului
2.5. Munții Detunatelor
2.6. Depresiunea Ampoiului
2.6.1. *Depresiunea Zlatna*
2.6.2. *Depresiunea Meteş*
3. **Munții Trascăului**
3.1. Culmea Bedeleului
3.0.2. *Colții Trascăului*
3.0.3. *Culmea Hăjdate*
3.0.4. *Depresiunea Trascăului*

c. ***Munții Osteanei***
1. **Munții Meseş**
2. **Munții Plopiş (Muntele Şes)**
0.0.3. *Înşeuarea Osteana*

d. ***Munții Pădurea Craiului***

e. ***Munții Codru-Moma***
0.1. Munții Codru
0.2. Masivul Moma
0.3. Munții Miseşului
0.3.1. *Depresiunea Pleşcuța*

VI. **DEPRESIUNEA TRANSILVANIEI –** 25.029 km^2 = 10,54%
A. **Podişul Someşan**
0.1. Culmea Prisnel
0.2. Podişul Boiului
0.0.3. *Depresiunea Jibou (Guruslău)*
4. **Dealurile Ciceului**
5. **Dealurile Bobâlnei**
5.1. Dealurile Gârboului
5.2. Dealurile Dejeului
6. **Depresiunea Almaş-Agrij**
7. **Dealurile Clujului**
8. **Podişul Huedinului (Huedin-Păniceni)**
8.1. Depresiunea Huedin
8.0.2. *Podişul Păniceni*
8.0.3. *Dealurile Căpuşului*
9. **Dealurile Feleacului**
9.1. Dealul Feleac
9.2. Depresiunea Vlaha-Hăjdate
9.0.3. *Dealurile Agrişului*
9.0.4. *Depresiunea Iarei*
9.0.5. *Culoarul Gilău – Cluj*
0.10. *Culoarul Someşului Mic*

B. **Câmpia Transilvaniei**
1. **Câmpia Fizeşului**
1.1. Dealurile Sicului
1.2. Dealurile Jimborului
1.3. Dealurile Lechinței
2. **Câmpia Sărmaşului**
2.1. Colinele Luduşului
2.2. Colinele Comlodului
2.3. Colinele Mădăraşului
0.3. Culoarele Someşelor (Mic şi Mare)
0.4. Culoarul Mureşului

C. **Podişul Târnavelor**
1. **Dealurile Târnavei Mici**
1.0.1. *Podişul Lopadei*
1.2. Podişul Târnăveni
1.3. Dealurile Nirajului
1.4. Culoarul Târnavei Mici
1.5. Podişul Blajului
1.6. Podişul Dumbrăveni
1.7. Culoarul Târnavei Mari
2. **Podişul Hârtibaciului**
2.0.1. *Podişul Vurpărului*
2.2. Podişul Mediaşului
2.3. Podişul Ghergheleu (Vânătorilor)
2.0.4. *Podişul Ticuşului*
2.0.5. *Podişul Rotbavului*
2.0.6. *Podişul Cincului*
2.0.7. *Culmea Făgetului*
0.8. Podişul Amnaşului
0.8.1. *Culoarul Visei*
0.8.2. *Podişul Amnaş*
4. **Podişul Secaşelor**
4.0.1. *Podişul Cergăului*
4.2. Podişul Întresecaşe
4.0.3. *Depresiunea Secaşului Mic*
4.0.4. *Depresiunea Apoldului (Secaşului Mare)*
4.0.5. *Dealurile Gârbovei*
5. **Depresiunea Făgăraşului**
0.6. Depresiunea Sibiului
0.0.7. *Depresiunea Săliştei*
8. **Depresiunea Alba Iulia-Turda**
8.1. Dealurile Aiudului
8.2. Depresiunea Câmpia Turzii
8.3. Culoarul Aiudului
8.0.4. *Dealul Bilag*

D. **Subcarpații Transilvaniei**
1. **Subcarpații Lăpuşului**
1.1. Depresiunea Lăpuşului
1.2. Culmea Breaza
2. **Muscelele Năsăudului**
3. **Dealurile Bistriței**
4. **Dealurile Mureşului**
5. **Subcarpații Târnavelor**
5.1. Depresiunea Sovata (Sovata-Praid)
6. **Subcarpații Homoroadelor**

VII. **DEALURILE CRIŞANEI –** 7.094 km^2 = 3,33%
a. ***Dealurile Băii Mari-Chioar***
1. **Depresiunea Baia Mare**
2. **Dealurile Chioarului**
2.1. Depresiunea Copalnicului
2.2. Dealurile Bârsăului
2.3. Masivul Preluca
2.0.4. *Dealul Prisaca (Țicău)*

b. ***Podişul Silvaniei***
1. **Dealurile Codrului**
1.1. Culmea Codrului (Făgetului)
1.2. Colinele Codrului
1.3. Dealurile Asuajului
1.4. Dealurile Sălajului
2. **Dealurile Crasnei**
2.1. Dealurile Coşeiului
2.2. Culmea Şimleului
2.3. Dealurile Vulturului
2.4. Dealurile Viişoarei
3. **Depresiunea Silvaniei**
3.0.1. *Colinele Meseşului*
3.2. Piemontul Şimleului
3.0.3. *Colinele Halmăşdului*
3.4. Depresiunea Barcăului
3.5. Depresiunea Şimleului
3.0.6. *Depresiunea Zalăului*

c. ***Dealurile Oradei***
1. **Dealurile Plopişului**
1.1. Dealurile Barcăului
1.2. Dealurile Fertişagului
1.3. Dealurile Lugaşului
2. **Depresiunea Oradea-Borod**
2.1. Depresiunea Oradea-Vad
2.2. Depresiunea Borod (la Apuseni ?)
2.0.3. *Podişul Besnei* (la Apuseni ?)

d. ***Dealurile Beiuşului***
1. **Dealurile Pădurii Craiului**
1.1. Dealurile Tăşadului
1.2. Dealurile Hidişelului
1.3. Dealurile Dobreştiului
1.3.1. *Dealurile Răbăgani*
2. **Depresiunea Crişului Negru (Beiuş)**
2.1. Depresiunea Beiuşului
2.2. Dealurile Budureseii
2.0.3. *Dealurile Nucetului*
2.0.4. *Dealurile Tărcăiţei*

e. ***Dealurile Zarandului şi Momei***
1. **Dealurile Codru-Momei**
1.1. Dealurile Mărăuşului
1.2. Dealurile Teuzului
1.3. Dealurile Momei
2. **Dealurile Cigherului**
2.1. Dealurile Cuedului
2.2. Dealurile Agrijului

VIII. **DEALURILE BANATULUI –**
4.306 km^2 = 1,81%
a. ***Dealurile Begăi***
1. **Podişul Lipovei (Piemontul Lipovei)**
0.2. Dealurile Bulzei
0.3. Dealurile Lăpugiului (Holdea)
0.4. Dealurile Lugojului
0.5. Depresiunea Făgetului
6. **Culoarul Mureşului**
6.0.1. *Depresiunea Conop*
6.0.2. *Depresiunea Vărădia*
6.0.3. *Depresiunea Ilia*

b. ***Dealurile Caraş-Pogăniş***
1. **Dealurile Pogănişului**
1.1. Dealurile Poienii
1.2. Dealurile Buziaşului
1.0.3. *Dealurile Zorlenţului*
1.0.4. *Depresiunea Brebu*
1.0.5. *Depresiunea Ezeriş*
2. **Dealurile Dognecei**
2.1. Dealurile Tirolului
2.0.2. *Dealurile Arenişului*
3. **Dealurile Oraviţei**
3.0.1. *Dealurile Ciudanoviţei*
3.0.2. *Dealurile Ciclovei*
3.0.3. *Dealurile Nerei*
4. **Depresiunea Caraşului**
(Câmpia Caraşului)

IX. **SUBCARPAŢII** –
16.409 km^2 = 6,91%
A. **Subcarpaţii Getici**
a. ***Subcarpaţii Olteniei***
1. **Subcarpaţii Gorjului**
1.1. Dealurile Sporeşti-Bălani
1.1.1. *Dealul Sporeşti*
1.1.2. *Dealul Rasovei*
1.1.3. *Dealul Brediceni*
1.1.4. *Dealul Târgului*
1.2. Dealurile Săcelului
1.2.1. *Dealurile Copăcioasei*
1.2.2. *Dealurile Ciocadiei*
1.3. Dealul lui Bran
1.3.1. *Depresiunea Cioianei*
1.4. Depresiunea Tismana-Stăneşti
1.5. Depresiunea Bumbeşti-Novaci
1.6. Depresiunea Târgu Jiu
1.7. Depresiunea Cărbuneşti
(Câmpul Mare)

2. **Subcarpații Oltețului**
2.1. Dealurile Călnicului
2.1.1. *Dealurile Cârligei*
2.1.2. *Dealurile Sârbești*
2.1.3. *Depresiunea Prigoriei*
2.2. Dealurile Slătioarei
2.2.1. *Măgura Slătioarei*
2.2.2. *Culmea Mateeşti*
2.2.3. *Dealul Cernişoarei*
2.2.4. *Depresiunea Sineşti*
2.3. Depresiunea Polovragi-Hurez
2.3.1. *Depresiunea Polovragi*
2.3.2. *Depresiunea Hurez*
3. **Subcarpații Vâlcii**
3.1. Dealurile Olăneştiului
3.2. Dealurile Govorei
3.3. Depresiunea Jiblea
3.0.4. *Depresiunea Băbeni*

b. ***Muscelele Argeşului***
0.1. Culmea Runcului
0.2. Culmea Tămaşului
0.3. Culmea Chiciurii
0.0.4. *Depresiunea Arefului*
0.0.5. *Culmea Teaca*
0.6. Culmea Pletica
0.0.7. *Culmea Râuşorului*
0.0.8. *Dealul Ciocanu*
0.0.9. *Dealul Măţău*
0.0.10. *Culmea Groapa Oii*
0.11. Depresiunea Câmpulung

B. **Subcarpații de Curbură**
a. ***Subcarpații Prahovei***
1. **Subcarpații Ialomiței**
1.1. Dealurile Bărbuleţului
1.2. Dealurile Vulcanei
1.2.1. *Dealurile Stânei*
1.2.2. *Depresiunea Vulcanei*
1.2.3. *Plaiul Ciutei*
1.3. Dealurile Ocniței
1.4. Dealurile Bezdeadului
1.4.1. *Culmea Runcu-Bezdead*
1.4.2. *Depresiunea Bezdead*
1.0.5. *Dealurile Fusaru*
1.6. Dealurile Sultanu-Teişu
1.0.7. *Depresiunea Valea Lungă*
1.0.8. *Dealurile Talei*
1.0.9. *Depresiunea Proviței*
1.0.10. *Culmea Gurga*

2. **Subcarpații Teleajenului**
2.1. Dealurile Doftanei
2.1.1. *Dealurile Câmpiniței*
2.1.2. *Depresiunea Brebu*
2.1.3. *Depresiunea Comarnic-Breaza*
2.2. Dealurile Cosminele
2.3. Dealurile Vărbilăului
2.3.1. *Depresiunea Bertei*
2.3.2. *Plaiul Bughei*
2.0.4. *Culoarul Văleni*
2.5. Depresiunea Măgurele
2.5.1. *Depresiunea Mislea*
2.5.2. *Depresiunea Podeni*
2.6. Dealul Bucovel
2.0.7. *Măgurile Țintei*

b. ***Subcarpații Buzăului***
1. **Dealurile Priporului**
1.0.1. *Dealurile Lazului*
1.0.2. *Dealul Pripor*
1.0.3. *Dealurile Cornetului*
1.4. Depresiunea Drajna
1.5. Dealurile Salciei
1.0.6. *Depresiunea Cricovului Sărat*
2. **Dealurile Nişcovului**
2.1. Dealurile Istriței
2.1.1. *Dealul Ciortea*
2.1.2. *Dealurile Cepturei*
2.1.3. *Dealul Mare*
2.1.4. *Culmea Istrița*
2.2. Culmea Ciolanu
2.3. Depresiunea Nişcovului
3. **Dealurile Dâlma - Blidişel**
3.1. Dealurile Blidişelului
3.2. Dealurile Dâlmei
3.3. Dealurile Pâclelor
3.0.4. *Dealurile Bălănesei*
3.0.5. *Depresiunea Sărăţelului*
3.0.6. *Dealul Bocu*
3.0.7. *Dealurile Lopătari*
0.4. Culoarul Buzăului
0.4.1. *Depresiunea Pătârlage*
0.4.2. *Depresiunea Cislău*
0.4.3. *Depresiunea Pârscov*

c. ***Subcarpații Vrancei***
1. **Dealurile Câlnăului**
1.1. Dealurile Bisocăi
1.2. Culmea Blăjani
1.3. Culmea Budei
1.0.4. *Depresiunea Jitia*

2. **Dealurile Milcovului**
2.1. Dealul Gârbova
2.0.2. *Dealul Cheia*
2.0.3. *Dealul Răiuți*
2.0.4. *Culmea Căpățânii*
2.0.5. *Depresiunea Dumitreşti*
2.0.6. *Depresiunea Mera*
2.7. Culmea Deleanu
2.8. Măgura Odobeşti
2.0.9. *Depresiunea Nereju*
2.10. Depresiunea Vrancei
2.10.1. *Depresiunea Năruja*
2.10.2. *Depresiunea Soveja*
3. **Dealurile Suşiței**
3.1. Dealurile Ouşorului
3.2. Dealurile Zăbrăuțului (Piemontul)
3.0.3. *Depresiunea Răcoasa*
3.0.4. *Dealul Momâia*
3.0.5. *Depresiunea Vizantea*
3.0.6. *Depresiunea Vidra*
3.0.7. *Dealul Ghergheleu*

C. **Subcarpații Moldovei**
a. ***Subcarpații Tazlăului***
1. **Depresiunea Tazlău-Caşin**
1.1. Depresiunea Tazlăului
1.2. Depresiunea Caşinului
1.0.3. *Dealurile Berzunțului*
1.0.4. *Dealurile Solonțului*
1.0.5. *Dealul Comanac*
2. **Culmea Pietricica**
2.1. Chicera Mare
2.2. Dealul Căpățâna
2.3. Dealul Cărunta
2.0.4. *Dealul Bobeica*
2.0.5. *Depresiunea Trebiş*
2.6. Glacisul Orbeni

b. ***Subcarpații Neamțului***
1. **Depresiunea Cracău-Bistrița**
0.2. Depresiunea Neamțului (Ozanei)
0.2.1. *Dealul Olaru*
0.2.2. *Depresiunea Topolița*
3. **Culmea Pleşului**
3.0.1. *Dealul Pleşu*
3.0.2. *Dealul Budaru*
3.0.3. *Depresiunea Mălini*
3.0.4. *Depresiunea Râşca*
3.5. Dealurile Bodeşti
3.6. Dealurile Chicerii
3.7. Dealurile Bahnei
3.0.8. *Depresiunea Budeşti*
3.9. *Glacisul Moldoveni*
0.4. Culoarul Moldovei
5. **Culoarul Roman-Adjud (Siretul Mijlociu)**

X. **PODIȘUL MEHEDINȚI –** 785 km^2 = 0,33%
1. **Dealurile Mehedințiului**
1.1. Dealurile Paharnicului (Izvernei)
1.2. Dealurile Bahnei
0.2. Depresiunea Bahna
3. **Culoarul Cireşu – Baia de Aramă**
3.0.1. *Depresiunea Baia de Aramă*
3.0.2. *Depresiunea Ponoare*
3.0.3. *Depresiunea Zăton*
3.0.4. *Depresiunea Izverna-Nadanova-Cerna Vârf*
3.0.5. *Depresiunea Balta (Gornovița)*
3.0.6. *Depresiunea Ponorel*
3.0.7. *Depresiunea Cusacu*
3.0.8. *Depresiunea Ponorăț (Jupâneşti)*
3.0.9. *Depresiunea Cireşu*
4. **Podişul Cornetelor**
4.1. Podişul Dâlma
4.2. Podişul Nevăț
4.3. Podişul Chiciora

XI. **PIEMONTUL GETIC –** 12.942 km^2 = 5,45%
1. **Piemontul Motrului (Podişul)**
1.1. Dealurile Coşuştei
1.2. Dealurile Jilțului
1.3. Culoarul Drobeta-Bala
2. **Piemontul Bălăciței**
0.3. Gruiurile Jiului
0.4. Culoarul Jiului
5. **Piemontul Oltețului**
5.1. Dealurile Amaradiei
5.2. Dealurile Cernei
5.3. Podişul Tesluiului
5.4. Podişul Beicăi
6. **Piemontul Cotmenei**
6.0.1. *Dealul Negru*
0.7. Culoarul Oltului
8. **Gruiurile Argeşului**
9. **Piemontul Cândeşti**

XII. **PODIŞUL MOLDOVEI –**
23.085 km^2 = 9,72%
A. **Podişul Sucevei**
1. **Podişul Dragomirnei**
1.1. Podişul Mitocului
1.0.2. *Podişul Bălcăuţi*
1.0.3. *Podişul Siminicei*
1.0.4. *Culoarul Sucevei*
0.2. Depresiunea Rădăuţi
0.3. Podişul Solcăi
0.3.1. *Podişul Volovăţ*
0.3.2. *Podişul Botoşani*
0.3.3. *Dealurile Ilişeşti*
0.3.4. *Dealul (Poiana) Ciungilor*
0.3.5. *Depresiunea Iaslovăţ*
0.3.6. *Depresiunea Cacica*
0.3.7. *Depresiunea Soloneţ*
4. **Podişul Fălticeni**
4.1. Podişul Şomuzului
4.1.1. *Podişul Vultureşti*
4.1.2. *Podişul Pleşului*
4.2. Podişul Tătăruşului
4.0.3. *Podişul Mirceştiului*
4.4. Podişul (Depresiunea) Liteni
5. **Culoarul Siretului**
6. **Culmea Siretului (Dealul Mare-Bour)**
6.1. Dealurile Bour-Ibăneşti
6.0.2. *Dealurile Hăpăi*
6.3. Colinele Bucecea-Vorona
6.4. Dealurile Holm-Dealul Mare
6.0.5. *Colinele Ruginoasa-Strunga*
6.0.6. *Colinele Bârei*

B. **Câmpia Moldovei**
1. **Câmpia Jijiei Superioare** (Başeului)
1.1. Colinele Başeului
1.1.1. *Colinele Volovăţului*
1.1.2. *Colinele Ibănesei*
1.2. Colinele Sitnei
1.2.1. *Dealurile Cozancea*
1.2.2. *Culmea Vulturului*
1.2.3. *Podişul Sitnei*
1.2.4. *Dealurile Copălăului*
1.2.5. *Depresiunea Botoşaniului*
1.2.6. *Depresiunea Dorohoiului*
2. **Câmpia Jijiei inferioare** (Bahluiului)
2.1. Colinele Pădureni-Căueşti
2.2. Colinele Miletinului
2.0.3. *Culoarul Jijiei Inferioare*
2.4. Colinele Bahluiului
2.4.1. *Colinele Gloduri-Coada Stâncii*
2.4.2. *Colinele Sârca*
2.4.3. *Colinele Dumeştiului*
2.4.4. *Culoarul Bahluiului*
2.4.5. *Depresiunea Hârlău*
0.3. Culoarul Prutului

C. **Podişul Bârladului**
a. ***Podişul Central Moldovenesc***
0.1. Podişul Sacovăţului
0.2. Podişul Vasluiului
0.2.1. *Podişul Repedea-Zăpodeni*
0.2.2. *Dealurile Cetăţuia-Mireni*
0.2.3. *Culmea Crasnei*
0.3. Podişul Racovei
0.0.4. *Dealurile Bourului*
0.0.5. *Colinele Bălăuşeşti*
0.0.6. *Depresiunea Negreşti*
0.0.7. *Depresiunea Huşului*

b. ***Colinele Tutovei***
0.1. Colinele Similei
0.2. Colinele Zeletinului
0.2.1. *Culmea Huţanului*
0.2.2. *Culmea Doroşan*
0.3. Colinele Răcătăului
0.3.1. *Culmea Cucueţi*
0.3.2. *Depresiunea Parincei*
0.3.3. *Culmea Vârlăneşti*
0.0.4. *Culoarul Bârladului*

c. ***Colinele Fălciului***
0.1. Colinele Viişoarei
0.2. Dealurile Măluşteniului
0.3. Depresiunea Elanului
0.0.4. *Colinele Pădureni*
d. ***Podişul Covurluiului***
0.1. Colinele Chinejei
0.2. Colinele Bălăbăneştiului
e. ***Culoarul Prutului***

XIII. **CÂMPIA BANATO-CRIŞANĂ**
(Câmpia de Vest a României)
(16.493 km^2 = 6,95%)
A. **Câmpia Someşului**
1. **Câmpia înaltă a Someşului**
(de glacis şi podiş)
1.1. Câmpia Ardudului
1.2. Câmpia Tăşnadului
1.3. Câmpia Buduslăului
2. **Câmpia joasă a Someşului**
2.0.1. *Câmpia Livada*
2.0.2. *Câmpia Micula*

2.0.3. *Câmpia Ecedea*
2.0.4. *Câmpia Crasna-Homorod*
3. **Câmpia Ierului**
3.0.1. *Câmpia Cigului*
4. **Câmpia Careiului (piemontană)**
4.1. Câmpia Valea lui Mihai
4.1.1. *Câmpia Trei Maluri*
4.2. Câmpia Pişcoltului

B. **Câmpia Crişurilor**
1. **Câmpia înaltă a Crişurilor (de glacis)**
1.1. Câmpia Barcăului
1.1.1. *Lunca Barcăului*
1.1.2. *Glacisul Barcăului*
1.2. Câmpia Bihariei
1.2.1. *Câmpia Parhidei*
1.2.2. *Câmpia Biharea-Paleu*
1.2.3. *Câmpia Borşului*
1.3. Câmpia Miersigului
1.3.1. *Câmpia Miersig*
1.3.2. *Câmpia Gepiului*
1.4. Câmpia Cermeiului
1.4.1. *Câmpia Craivei*
1.4.2. *Câmpia Cermei*
1.4.3. *Golful Holodului*
2. **Câmpia joasă a Crişurilor**
2.1. Câmpia Salontei
2.2. Câmpia Crişului Negru
2.3. Câmpia Crişului Alb
2.3.1. *Golful Sebiş*
2.3.2. *Câmpia Bocsigului*
3. **Câmpia Tauțului (Cigherului)**

C. **Câmpia Banatului**
1. **Câmpiile Mureşului**
1.1. Câmpia Aradului
1.1.1. *Câmpia Şiriei*
1.1.2. *Câmpia Curticiului*
1.1.3. *Câmpia Livadei*
1.1.4. *Câmpia Ierului*
1.1.5. *Lunca Mureşului*
1.2. Câmpia Nădlacului
1.3. Câmpia Arancăi
1.4. Câmpia Jimboliei
1.4.1. *Câmpia Galaţca*
1.4.2. *Câmpia Grabaţului*
1.5. Câmpia Vingăi
2. **Câmpia Timişului**
2.1. Câmpia Timişoarei
2.2. Câmpia Beregsăului (Bega Veche)
2.3. Câmpia Bega Mică
2.4. Câmpia Birdei
3. **Câmpia Lugojului**
3.0.1. *Câmpia Timişanei*
3.0.2. *Câmpia Glaviţei*
3.0.3. *Câmpia Honoriciului (Sinersigului)*
3.0.4. *Câmpia Ţipariului*
3.0.5. *Câmpia Lucareţului*
4. **Câmpia Bârzavei**
4.0.1. *Câmpia Buziaşului*
4.0.2. *Câmpia Tormacului*
4.0.3. *Câmpia Gătaiei*
4.0.3.1. *Şumiga*
4.0.3.2. *Câmpia Clopodiei*
4.0.3.3. *Câmpia Moraviţei*

XIV. **CÂMPIA ROMÂNĂ –**
49.594 km^2 = 20,88%
A. **Câmpia Olteniei**
1. **Câmpia Blahniței**
1.0.1. *Câmpia Jianei*
1.0.2. *Câmpia Punghinei*
2. **Câmpia Desnățuiului**
2.1. Câmpia Băileştiului
2.2. Câmpia Şegarcei
2.2.1. *Câmpul Sălcuței*
2.2.2. *Câmpul Nedeii*
3. **Câmpia Romanaților**
3.1. Câmpul Leu-Rotunda
3.2. Câmpia Caracalului
3.0.3. *Câmpul Dăbuleniului*
3.0.4. *Lunca Jiu-Jieț*
3.0.5. *Lunca Olt-Sâi*

B. **Câmpia Teleormanului**
1. **Câmpia Piteştiului**
2. **Câmpia Boianu**
2.1. Câmpia Iminogului
2.2. Câmpia Urluiului
3. **Câmpia Găvanu-Burdea**
3.1. Câmpia Burdea
3.2. Câmpia Găvanu
3.3. Câmpia Câlniştei
4. **Câmpia Burnas**
4.1. Burnasul de Vest
4.2. Burnasul de Est

C. **Câmpia Bărăganului**
1. **Bărăganul Mostiştei (de Sud)**
1.1. Câmpia Mostiştei
1.1.1. *Câmpul Nana*
1.1.2. *Câmpul Argovei*

1.2. Câmpia Lehliului
1.2.1. *Câmpul Copuzeanca*
1.3. Câmpia Mărculeştiului
1.3.1. *Câmpul Călăraşiului*
1.3.2. *Câmpul Ştefan Vodă*
1.3.3. *Câmpul Ciulniței*
1.3.4. *Câmpul Hagieniului*
1.3.5. *Câmpul Făcăeniului*
2. **Bărăganul Ialomiței (de Mijloc)**
2.1. Câmpia Padinei
2.1.1. *Câmpul Urziceniului*
2.1.2. *Câmpul Pogoanele*
2.2. Câmpia Strachinei
2.2.1. *Câmpul Mohreanu*
2.2.2. *Câmpul Roşiori*
2.2.3. *Câmpul Amara*
2.3. Lunca Ialomiței
3. **Câmpia Brăilei**
3.1. Câmpul Viziru (Terasa Brăilei)
3.2. Câmpia Iancăi
3.2.1. *Câmpul Gemenele*
3.2.2. *Câmpul Mircea Vodă*
3.2.3. *Valea Ianca*
3.2.4. *Câmpul Ianca*
3.3. Lunca Călmățuiului de Est

D. **Câmpia Ialomiței**
1. **Câmpia Piemontană a Prahovei (C. Târgovişte-Ploieşti)**
1.1. Câmpia Târgoviştei
1.2. Câmpia Cricovului
1.3. Câmpia Ploieştiului
0.2. Glacisul Istriței
0.2.1. *Glacisul Valea Călugărească*
0.2.2. *Glacisul Pietroasele*
3. **Câmpia Titu-Sărata**
3.1. Câmpia Titului
3.2. Câmpia Puchenilor
3.3. Câmpia Săratei
4. **Câmpia Vlăsiei**
4.1. Câmpia Bucureştiului
4.1.1. *Câmpul Cotroceni (Ciorogârlei)*
4.1.2. *Câmpul Colentinei*
4.1.3. *Câmpul Otopeni (Otopeni-Cernica)*
4.1.4. *Câmpia Ilfovului*
4.2. Câmpia Snagovului
4.3. Câmpia Moviliței
4.4. Câmpul Câlnăului
4.0.5. *Câmpul Maia*
4.6. Lunca Argeş-Sabar

E. **Câmpia Buzău-Siret**
1. **Câmpia (Piemontană a) Râmnicului**
1.0. Glacisul Râmnicului (Câmpia Înaltă a Râmnicului)
1.1. Câmpia Joasă a Râmnicului
0.2. Câmpia Buzăului (Buzău-Călmățui)
0.2.1. *Lunca Buzăului*
0.2.2. *Conul (Câmpul) Buzăului*
0.2.3. *Lunca Călmățuiului de Vest*
3. **Câmpia Siretului**
4. **Câmpia Galațiului**
4.1. Câmpia Tecuciului
4.1.1. *Câmpia Tecuciului de Vest*
4.1.2. *Câmpia Tecuciului de Est*
4.1.3. *Lunca Bârladului*
4.2. Câmpia Covurluiului
4.2.1. *Câmpia Cuca*
4.2.2. *Câmpia Lozovei*
4.2.3. *Lunca Brateşului*

F. **Lunca Dunării**
a. ***Lunca Drobeta-Călăraşi***
0.1. Lunca Salciei
0.2. Lunca Bistreţului
0.3. Lunca Potelului
0.4. Lunca Suhaei
0.5. Lunca Pasărea
0.6. Lunca Greaca
0.7. Lunca Călăraşului

b. ***Bălțile Dunării***
1. **Balta Borcei (Ialomiței)**
2. **Balta Brăilei**
0.3. Balta Isaccei

XV. **PODIŞUL DOBROGEI** – 10.238 km^2 = 4,35%
A. **Podişul Dobrogei de Nord**
1. **Munții Măcinului**
2. **Glacisul Măcinului**
2.1. Depresiunea Greci
2.2. Depresiunea Cernei
2.3. Depresiunea Mircea Vodă
3. **Podişul Niculițel**
3.1. Podişul Isaccei
3.2. Podişul Trestenic
3.2.1. *Depresiunea Morilor*
3.2.2. *Depresiunea Cilic*
3.2.3. *Depresiunea Alba*
3.3. Podişul Coşlugea
3.3.1. *Depresiunea Stupari*
3.4. Depresiunile Taiței

3.4.1. *Depresiunea Nifon*
3.4.2. *Depresiunea Horia*
3.4.3. *Depresiunea Iulia*
4. **Depresiunea Nalbant**
5. **Colinele Tulcei**
5.1. Dealurile Uzum-Malcoci
5.2. Colinele Beştepe
5.3. Colinele Murighiol (Dunavăţ)
5.4. Dealurile Pietrosul (Agighiol-Ortabair)
6. **Câmpia Nucarilor (Pedimentul Agighiol)**
7. **Glacisul Nord-Dobrogean**
7.1. Glacisul Nufărului
7.2. Dealurile Somovei
7.3. Glacisul Isaccei
7.4. Glacisul (Depresiunea) Luncaviţei
7.5. Glacisul (Depresiunea) Jijilei
8. **Podişul Babadag**
8.1. Muchia Cernei
8.2. Depresiunea Dorobanţu
8.3. Dealurile Carierei
8.4. Dealurile Atmagea
8.5. Podişul Slavelor
8.6. Depresiunea Slavelor
8.7. Dealurile Ciucurovei
8.8. Podişul Visternei
8.9. Dealurile Camenei
8.10. *Glacisul Babadagului*
9. **Câmpia (Pedimentul) Ciamurliei**

XVI. **CÂMPIA DELTAICĂ ŞI LAGUNARĂ A DOBROGEI**
(4.322 km^2 = 1,82%)
a. ***Delta Dunării***
0.0.1. *Depresiunea Câmpul Sireasa*
0.2. Depresiunea Pardina
0.0.3. *Grindul Stipoc*
0.4. Depresiunea Şontea-Furtuna
0.5. Grindul Chilia
0.0.6. *Depresiunea Matiţa-Sahale*
0.7. Grindul Letea
0.0.8. *Depresiunea Popina*
0.0.9. *Depresiunea Rusca (Litcovul de vest)*
0.10. *Depresiunea Gorgova (Litcovul de est)*
0.11. Grindul Caraorman
0.12. Depresiunea Sulinei
0.13. Depresiunea Dunavăţ
0.14. Grindurile Ivancea-Sărăturile
0.15. Complexul Zătoanele

b. ***Complexul lagunar Razelm***
1. **Lacul Razelm**
0.2. Lacul Golovița
0.0.3. *Lacul Zmeica*
0.4. Lacul Sinoie
0.5. Grindul Lupilor
0.0.6. *Grindul Chituc*

B. **Podişul Dobrogei Centrale**
1. **Podişul Casimcei**
1.0.1. *Depresiunea Horia*
1.0.2. *Depresiunea Stupina*
1.0.3. *Depresiunea Crucea*
1.0.4. *Depresiunea Gălbiori*
1.0.5. *Depresiunea Dorobanţu*
1.0.6. *Depresiunea Nicolae Bălcescu*
1.0.7. *Depresiunea Mihail Kogălniceanu*
0.2. Podişul Istriei
0.3. Podişul Gârliciului

C. **Podişul Dobrogei de Sud**
1. **Podişul Carasu**
1.1. Podişul Cernavodei
1.2. Podişul Medgidiei
2. **Podişul Oltinei**
3. **Podişul Cobadinului (Negru Vodă)**
0.4. Podişul Mangaliei

XVII. **PLATFORMA CONTINENTALĂ** – 23.700 km^2 (1/10 din suprafaţa ţării)

Bibliografie generală (volume)

Armaş Iuliana (1999), *Bazinul hidrografic Doftana – studiu geomorfologic*, Editura Enciclopedică.
Badea L. (1967), *Subcarpaţii dintre Cerna Oltețului şi Gilort*. *Studiu de geomorfologie*, Editura Academiei, Bucureşti.
Bandrabur T. (1968), *Geologia Câmpiei Dunărene dintre Jiu şi Olt*. STE, Seria J., Stratigrafie, 9, I.G.G.
Barbu N. (1976), *Obcinele Bucovinei*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Băcăuanu V. (1968), *Câmpia Moldovei*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Bălteanu D. (1983), *Experimentul de teren în geomorfologie. Aplicaţii la Subcarpaţii Buzăului*, Editura Academiei, Bucureşti.
Berindei I. (1977), *Ţara Beiuşului,* în volumul *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Bojoi I., Apetrei M., Vârlan M. (1998), *Geomorfometria luncilor*. Editura Academiei.
Brânduş C. (1981), *Subcarpaţii Tazlăului*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Brătescu C. (1923), *Delta Dunării. Geneza şi evoluţia sa geomorfologică şi cronologică*, „B.S.R.R.G.", XLI (1992).
Brătescu C. (1943), *Oscilaţiile de nivel ale apelor şi bazinului Mării Negre în Quaternar*, „B.S.R.R.G.", LXI (1942).
Capcelea Arcadie (1992), *Hârtoapele Moldovei*. Editura „Ştiinţa", Chişinău.
Cioacă A. (2002), *Munţii Perşani*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*.
Conea Ana (1970), *Formaţiuni cuaternare în Dobrogea*. Editura Academiei.
Coteţ P. (1957), *Câmpia Olteniei*. *Studiu geomorfologic*. Editura Ştiinţifică.
Coteţ P. (1976), *Câmpia Română*, Editura Ceres, Bucureşti.
Coteţ P. (1976), *Geomorfologia României*, Editura Tehnică.
David M. (1921), *O schiţă morfologică a podişului sarmatic moldovenesc*. „B.S.R.R.G.", XXXIX (1920).
Dimitrescu-Aldem Al. (1910), *Die Donau zwischen Turnu Severin und Brăila.* Geomorphologische Betrachtungen*,* Berlin.
Dinu Mihaela (1999), *Subcarpaţii dintre Topolog şi Bistriţa Vâlcii*, Editura Academiei.
Donisă I. (1968), *Geomorfologia văii Bistriţei*, Editura Academiei, Bucureşti.
Ficheaux R. (1996), *Les Monts Apuseni (Bihor) – vallées et aplanissements*, Editura Academiei.
Grecu Floare (1992), *Bazinul Hârtibaciului*. *Elemente de morfohidrografie*, Editura Academiei.
Grigore M. (1981), *Munţii Semenic*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei.
Grigore M. (1989), *Defileuri, chei şi văi de tip canion în România*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Grumăzescu Cornelia (1975), *Depresiunea Haţegului*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei.
Grumăzescu H. (1973), *Subcarpaţii dintre Câlnău şi Şuşiţa*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.

Gugiuman I. (1959), *Depresiunea Huşi – studiu de geografie fizică şi economică*. Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Hârjoabă I. (1968), *Relieful Colinelor Tutovei*, Editura Academiei, Bucureşti.
Ichim I. (1979), *Munţii Stânişoara*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Ielenicz M. (1984), *Munţii Ciucaş-Buzău*, Editura Academiei.
Ielenicz M. (1999), *Dealurile şi podişurile României*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*.
Ionescu-Balea Şt. M. (1923), *Les Dunes de l'Olténie*. Libr. Delagrave, Paris („Rev. géogr.", XI).
Ioniţă I. (2000), *Formarea şi evoluţia ravenelor din Podişul Bârladului*, Editura Corson, Iaşi.
Ioniţă I. (2000), *Relieful de cueste din Podişul Moldovei*, Editura Corson, Iaşi.
Irimuş I.A. (1998), *Relieful pe domuri şi cute diapire în Transilvania*. Presa Universitară Clujeană, Cluj-Napoca.
Josan N. (1979), *Dealurile Târnavei Mici*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei, Bucureşti.
Liteanu E., Ghenea C. (1966), *Cuaternarul din România*, STE, seria H, „Geol. cuaternarului", 1, CG.
Lupaşcu Gh. (1996), *Depresiunea Cracău-Bistriţa*. Editura Corson, Iaşi.
Mac I. (1972), *Subcarpaţii transilvăneni dintre Mureş şi Olt*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Manciulea Şt. (1939), *Câmpia Tisei*, „B.S.R.R.G.", LVII (1938).
Martonne Emm de (1907), *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie*. „Rev. géogr.", ann (1906-1907), Paris.
Martonne Emm. de (1981 şi 1985), *Lucări geografice despre România* I şi II, Editura Academiei.
Măhăra Gh. (1977), *Câmpia Crişurilor*. *Studiu fizico-geografic* (vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*), Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Mândruţ O. (2003), *Relieful Subcarpaţilor dintre Argeş şi Argeşel*. Editura Corint, Bucureşti.
Mihăilescu V. (1925), *Vlăsia şi Mostiştea*. „B.S.R.R.G.", XLIII (1924).
Mihăilescu V. (1963), *Carpaţii Sud-estici*, Editura Ştiinţifică.
Mihăilescu V. (1966), *Dealurile şi câmpiile României*, Editura Ştiinţifică.
MihăilescuV. (1977), *Elemente de morfogeografie (geografia reliefului) teoretică regională*. Editura Academiei.
Morariu T. (1937), *Viaţa pastorală în Munţii Rodnei*. „St. cerc. geogr.", S.R.R.G., II, Bucureşti.
Moţoc M., Trăşculescu Fl. (1959), *Eroziunea solului pe terenurile agricole şi combaterea ei*. Editura Agrosilvică, Bucureşti.
Mutihac V. (1990), *Structura geologică a teritoriului României*, Editura Tehnică.
Niculescu Gh. (1965), *Masivul Godeanu*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Orghidan N. (1969), *Văile transversale din România*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei.
Paraschiv D. (1965), *Piemontul Cândeşti*. STE, seria H, Geol. cuaternarului, 2, C.G., Bucureşti.
Parichi M. (2001), *Piemontul Cotmeana*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*.
Petrescu I. Gh. (1957), *Delta Dunării – geneză şi evoluţie*, Editura Ştiinţifică.
Popescu N. (1990), *Ţara Făgăraşului*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Popescu-Argeşel I. (1977), *Munţii Trăscăului*. *Studiu geomorfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Popp N. (1938), *Subcarpaţii dintre Dâmboviţa şi Prahova*, „B.S.R.R.G."
Porucic T. (1929), *Relieful teritoriului dintre Prut şi Nistru*, „B.S.R.R.G.", XLVII (1928).
Posea Aurora (1977), *Bazinul Crişului Repede*, în vol. *Câmpia Crişurilor, Crişul Repede, Ţara Beiuşului*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Posea Gr. (1962), *Ţara Lăpuşului*, Editura Ştiinţifică, Bucureşti.
Posea Gr. (1997), *Câmpia de Vest a României*, Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Posea Gr. (1999), *România – geografie şi geopolitică*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Posea Gr. (2001), *Vulcanismul şi relieful vulcanic – hazarde, riscuri, dezastre, relieful vulcanic din România*. Editura Fundaţiei *România de Mâine*, Bucureşti.
Posea Gr. şi colab. (1982), *Enciclopedia geografică a României*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.

Posea Gr. şi colab. (1986), *Geografia de la A la Z – Dicţionar de termeni geografici*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Posea Gr., Armaş Iuliana (1998), *Geografie fizică – Terra – cămin al omenirii şi sistemul solar*. Editura Enciclopedică.
Posea Gr., Popescu N., Ielenicz M. (1974), *Relieful României*, Editura Ştiinţifică.
Raboca N. (1995), *Podişul Secaşelor. Studiu de dinamică a versanţilor*. Editura Sarmis.
Rădoane Maria, Rădoane N., Ichim I., Surdeanu V. (1999), *Ravenele – forme, procese, evoluţie*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj.
Rădulescu N. Al. (1937), *Vrancea – Geografie fizică şi umană*, „St. cerc. geogr.", I, S.R.R.G., Bucureşti.
Roşu Al. (1967), *Subcarpaţii Olteniei dintre Motru şi Gilort*, Editura Academiei, Bucureşti.
Rusu C. (2002), *Masivul Rarău – studiu de geografie fizică*. Editura Academiei, Bucureşti.
Rusu Th. (1988), *Carstul din Munţii Pădurea Craiului*. Editura Dacia, Cluj-Napoca.
Sandu Maria (1998), *Culoarul depresionar Sibiu-Apold*, Editura Academiei.
Sârcu I. (1978), *Munţii Rodnei*, *Studiu morfologic*, Editura Academiei, Bucureşti.
Sawicki L. (1912), *Beiträge zur Morphologie Siebenbürgens.* „Bull. Acad. Sc. Krakau".
Săndulescu M. (1984), *Geotectonica României*. Editura Tehnică.
Schreiber Wilfried (1994), *Munţii Harghita*. *Studiu geomorfologic*. Editura Academiei.
Sficlea V. (1980), *Podişul Covurlui*. *Studiu geomorfologic*, în vol. *Cercetări în geografia României*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică, Bucureşti.
Stănescu I. (1980), *Masivul Ceahlău*. Vol. *Cercetări în Geografia României*, Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Surdeanu V. (1998), *Geografia terenurilor degradate – Alunecări*. Editura Presa Universitară Clujeană, Cluj.
Swizewski Cazimir (1980), *Ţara Giurgeului*. Vol. *Cerc. în Geografia României*. Editura Ştiinţifică şi Enciclopedică.
Şchiopoiu Al. (1928), *Dealurile piemontane ale Coşuştei*, Editura Scrisul Românesc, Craiova.
Tudoran P. (1983), *Ţara Zarandului*, Editura Academiei, Bucureşti.
Tufescu V. (1937), *Dealul Mare-Hârlău*. „B.R.R.G.", LVII.
Tufescu V. (1966), *Subcarpaţii*. Editura Ştiinţifică.
Ungureanu Irina (1978), *Hărţi geomorfologice*. Editura Junimea, Iaşi.
Urdea Petru (2000), *Munţii Retezat*. Editura Academiei.
Vâlsan G. (1916), *Câmpia Română,* „B.S.R.R.G.", XXXLVI (1915).
Velcea Valeria (1961), *Masivul Bucegi*. Studiu geomorfologic, Editura Academiei.
Velcea Valeria, Savu Al. (1982), *Geografia Carpaţilor şi a Subcarpaţilor Româneşti*. Editura Didactică şi Pedagogică.
Vespremeanu E. (1998), *Pedimente, piemonturi şi glacisuri în Depresiunea Mureşului de Jos*, Editura Univ. din Bucureşti.
Vespremeanu E. (2004), *Geografia Mării Negre*, Editura Universităţii Bucureşti.
Vişan Gh. (1998), *Muscelele Topologului*. Editura Universităţii din Bucureşti.
x x x (1983), *Geografia României I,* Editura Academiei.
x x x (1997), *Revista de Geomorfologie I*. Asociaţia Geomorfologilor din România. Soc. de Geogr. din România.

MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE

CENTRE NATIONAL DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE

SERVICE DE DOCUMENTATION
ET DE CARTOGRAPHIE GÉOGRAPHIQUES

191, RUE SAINT-JACQUES - 75005 PARIS
TÉL. : 633.74.31

LABORATOIRES DE CARTOGRAPHIE
ET DE PHOTOGRAPHIE
(MÊME ADRESSE)
TÉL. : 326.79.36 - 326.12.26

Paris, le 17 février 1976

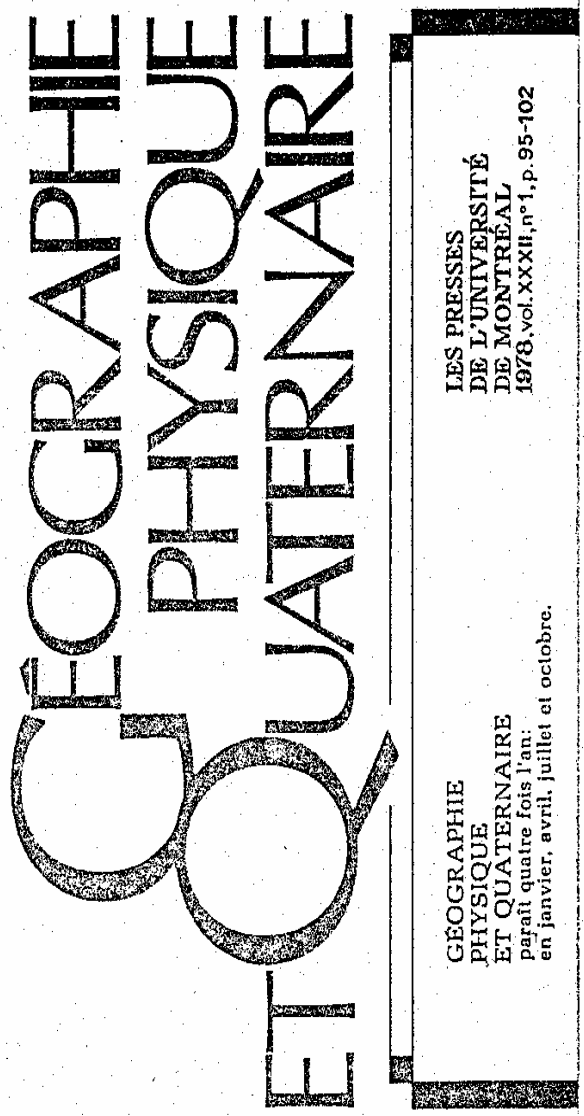
Professor Gr. POSEA
Departement de Géographie
Universitatea Bucuresti
1, Bul Nicolae Balcescu
BUCURESTI - ROUMANIE

Mon cher Collègue,

Je vous remercie beaucoup ainsi que vos collègues Nicolae Popescu et Mihai Ielenicz pour votre ouvrage sur le relief de la Roumanie. C'est une mise au point très riche, fort bien présentée et illustrée. L'abondant résumé anglais le rend accessible aux géographes de tous pays. Il témoigne avec l'aide de l'abondante bibliographie, de l'importance et de l'excellence des recherches poursuivies par les géomorphologues roumains. Qu'ils en soient collectivement félicités avec les auteurs.

Veuillez agréer, mon cher Collègue, l'expression de mon meilleur souvenir.

J. DRESCH



CAILLEUX, André (1976): **Géologie générale: Terre — Lune — Planètes**, Paris, Masson et Montréal, Fides, XII et 346 p., 30 phot., 174 fig., 19 × 20 cm.

Il faut être André CAILLEUX pour conseiller à la fin de son propre ouvrage: «Lisons de bons livres surtout, écrits par des gens compétents: tout est là» (p. 331). Malgré son faciès canularesque,

POSEA, Grigore, POPESCU, Nicolae et IELENICZ, Mihai (1974): **Relieful României**, Bucureşti, Editura ştiinţifica, 483, p., 168 fig., 29 tabl., photos, bibliogr., 17 × 24 cm.

Cette étude du relief de l'ensemble de la Roumanie s'étend de la paléogéographie et des stades de l'évolution morphologique jusqu'aux processus actuels, en passant par les divers types génétiques de modelés.

Dans la première partie de l'ouvrage, les auteurs traitent d'abord des ensembles morphostructuraux et de l'évolution morphotectonique du pays. La partie suivante constitue le corps principal du traité et porte sur de nombreux aspects de l'évolution du relief roumain comme, par exemple, les époques et les stades de l'évolution morphosculpturale du pays, les surfaces d'aplanissement, les piémonts, les glacis, etc. On y démontre que le Quaternaire roumain a été marqué d'oscillations climatiques significatives et de mouvements néotectoniques. Les terrasses fluviales sont surtout quaternaires et sont le résultat de facteurs tectoniques, climatiques et eustatiques. L'ouvrage étudie aussi les fonds de vallées, le relief glaciaire des zones montagneuses, le façonnement morphologique périglaciaire et les dépôts quaternaires. Un important chapitre traite aussi de l'évolution actuelle du relief du pays. Enfin, la dernière partie du traité porte sur l'influence de la structure, de la lithologie et du volcanisme ancien sur le relief du pays.

L'ouvrage est écrit en roumain et comporte un ensemble de longs résumés anglais correspondant aux divers chapitres. On est déçu de voir ce traité rompre avec la longue tradition géographique roumaine d'inclure un résumé français dans ce genre d'étude. Des photographies, des tableaux et surtout de nombreuses figures viennent appuyer un texte élaboré avec soin et rigueur. Les schémas cartographiques sont nombreux et variés, mais le système des doubles renvois rend souvent les légendes assez pénibles à lire. Il aurait été avantageux de présenter certaines cartes d'ensemble à plus grande échelle et en hors texte, par exemple dans le cas de la carte morphostructurale du pays.

L'ouvrage représente une remarquable intégration des connaissances actuelles sur l'évolution géomorphologique de la Roumanie. Il est digne d'attention non seulement en raison de l'étendue et de l'envergure des thèmes qui y sont traités mais aussi de par ses méthodes d'approche des problèmes et son mode de présentation. Peu de pays de taille comparable ont à ce jour produit une synthèse géomorphologique régionale aussi bien élaborée.

Claude BERNARD

UNIVERSITÉ DE LIÈGE
GÉOLOGIE ET GÉOGRAPHIE PHYSIQUE

Professeur P. MACAR

Professeurs associés :
A. PISSART J. ALEXANDRE

Place du XX Août, 7, 4000 LIÈGE

LIÈGE, LE 3 février 1976.

Tél. 42.00.80 Ext. :

Prof. Dr Grigore POSEA
Biblioteca Centrala Universitara
BUCURESTI, strada Onesti nr 1
R.S. ROMANIA

Cher Collègue,

Je viens de recevoir l'imposant volume "Relieful Romaniei" que vous avez eu l'amabilité de m'envoyer.

Je vous remercie chaleureusement pour cet ouvrage qui constitue une oeuvre considérable dont je n'ai pu encore qu'entrevoir toute la richesse. La somme de renseignements accumulés dans ce livre en fait incontestablement un ouvrage de référence que je suis vraiment heureux de posséder.

En vous remerciant encore très vivement et en espérant avoir bientôt le plaisir de vous revoir, je vous prie d'agréer, cher Collègue, l'expression de mes sentiments les meilleurs.

A.PISSART

Iași 11 mai 1976

Profesore Posea,

În ziarul Cronica din 7 mai a.c. am citit azi în legătură cu premiile Academiei pe anul 1976 (pentru lucrări publicate în 74). La această despre mi-am interesat și de geologie geografie și am aflat că dumneata ești fericitul premiat în domeniul geografiei pentru cartea „Relieful României." Când am primit din partea dumneavoastră (a întregului colectiv) cartea despre care e vorba v-am mulțumit frumos și mi-am arătat bucuria mea aprecierea cu privire la conținutul acestei cărți și la munca uriașă care a fost depusă pentru elaborarea ei.

Acum când am aflat de premiul Academiei vă mărturisesc cu toată sinceritatea că este bine meritat, că este o răsplată a unei munci nesfârșite și de mare și multă calitate. Credeți-mă că eu, care sunt destul de exigent în aprecieri, sînt sincer și mă bucur pentru această înaltă apreciere. Poate sînt ultimul care să vă felicit, dar o fac din toată inima. Mie personal cartea aceasta mi este de mare folos și stă pe birou la mână printre cărțile de căpătâi.

Fiindcă mi-i vorba de un premiu oarecare, acest premiu (al Academiei) vă onorează pe dumneavoastră și prin dumneavoastră și pe geografia românească.

Vă doresc succes și pe viitor

Prof. Sîrcu D.

București, 27.IV.1976.

Dragă Grigore,

Cu multă bucurie am aflat în ziua distincției ce ți s-a acordat pentru munca ce ai depus-o în opera ta de consacrare.

Te felicit călduros și îți urez ca această distincție să fie urmată și de altele, dacă se poate, mai mari: după meritele tale incontestabile.

Fie ca prestigiul ce l-ai obținut să te îndemne la continuarea activității pentru a obține succese și mai mari și de a extinde cercetarea geografică dincolo pe noi fagașuri teoretice și aplicative.

„Noblesse oblige!"

Transmite felicitări și doamnei Paula care prin grija ce ți-o poartă și ambianța ce ți-o creează îți dă posibilitatea să dai și dumitale partea sa de contribuție la desăvârșirea acestei valoroase lucrări.

Sunt convins de valoarea ei, fără s-o fi citit, pentrucă am avut dreptul deseori să continui să am încredere în valoarea ta.

Te îmbrățișează

fostul tău profesor

N. Mateescu

Telef. 50.50.42.

Posea, G., Popescu, N., und Ielenicz, M.: Relieful României, 482 S., 168 Fig. u. Karten (36 S. engl. Zusammenfassung), Editura Ştiinţifică, Bucureşti 1974, Lei 41,–.

Das neue Werk über das Gesamt-Relief Rumäniens bildet eine geomorphologische Synthese. Die Verfasser beabsichtigen keine regionale Darstellung, sondern behandeln das Relief in seinem paläogeographischen Werdegang, woraus sich die Reihe der Hauptmerkmale der Entwicklung und die morphogenetischen Haupttypen des Reliefs in ihrem ursprünglichen und heutigen Zustand ableiten. Gleichzeitig werden die Grundbedingungen der Formenbildung und die aktualmorphologischen Prozesse ausführlich behandelt. Aus der großen morphotektonischen und morphogenetischen Mannigfaltigkeit ergibt sich auch die große morphogenetische Komplexität des heutigen Reliefs von Rumänien, die man in ihren wirklichen Dimensionen nur verstehen kann, wenn die Prinzipien der allgemeinen und chronologischen Morphologie angewandt werden. Mircea Buza

Besprechungsbeleg
Erdkunde, Bd. 30 Heft 2 Jg 76

Redactor: Andreea DINU
Tehnoredactor: Marcela OLARU
Coperta: Stan BARON

Bun de tipar: 24.03. 2005; Coli tipar: 27,75
Format: 16/70×100

Editura şi Tipografia Fundaţiei *România de Mâine*
Splaiul Independenţei, Nr. 313, Bucureşti, S. 6, O. P. 83
Tel./Fax.: 410 43 80; www.spiruharet.ro
e-mail : contact@edituraromaniademaine.ro